입자추적 모델을 이용한 해빙/유빙 추적 기술 개발

The development of the sea/drifting ice tracing technique using particle tracking model data

KOPRI
극지연구소

한국해양과학기술원

입자추적 모델을 이용한 해빙·유빙 추적 기술 개발

한국해양과학기술원

KOPRI 극지연구소

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “북극 해빙 위성 관측을 위한 분석 기술 개발에 관한 연구” 과제의 위탁연구 “입자추적 모델을 이용한 해빙/유빙 추적 기술 개발” 과제의 최종보고서로 제출합니다.

KOPRI
극지연구소

2019 . 12 . 31

총괄연구책임자 : 김 현 철

위탁연구기관명 : 한국해양과학기술원

위탁연구책임자 : 손 영 백

위탁참여연구원 : 이 태 희

: 민 승 환

: 권 순 열

: 박 광 섭

보고서 초록

<table>
<tr><td>위탁연구과제명</td><td colspan="5">입자추적 모델을 이용한 해빙/유빙 추적 기술 개발</td></tr>
<tr><td>위탁연구책임자</td><td>손영백</td><td>해당단계
참여연구원수</td><td>총 : 5 명
내부 : 5 명
외부 : 0 명</td><td>해당단계
연구비</td><td>50,000,000</td></tr>
<tr><td>연구기관명 및
소속부서명</td><td colspan="2">한국해양과학기술원
제주특성연구센터</td><td>참여기업명</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>국제공동연구</td><td colspan="5">상대국명 :　　상대국연구기관명 :</td></tr>
<tr><td colspan="4">요　　약</td><td>보고서면수</td><td>156</td></tr>
<tr><td colspan="6">○ 해빙 자료를 이용한 입자 추적 모델 검증
- 2009년 이후 입자추적 시뮬레이션의 입력 변수 검증 및 분석
- 2009년부터 현재까지 북극해 입자추적 시뮬레이션 수행

○ 입자추적 모델을 이용한 해빙/유빙 추적 알고리즘 개발
- 재분석 자료를 이용하여 해빙/유빙 이동에 관련된 물리 요인 분석
- ITP 현장관측 자료와 위성자료를 이용한 재분석 해류, 바람 자료의 관계식을 계산하여 유빙 추적 알고리즘 개발

○ 북극해양환경변화에 대한 이해
- 표층수온, 해빙농도, 클로로필 농도자료를 이용한 장기변동 분석
- 해역분류를 통한 국지적 변화 분석</td></tr>
<tr><td rowspan="2">색 인 어
(각 5개 이상)</td><td>한 글</td><td colspan="4">유빙, 입자추적 알고리즘, 원격탐사, 북극해, 해양환경변화</td></tr>
<tr><td>영 어</td><td colspan="4">drift ice, particle-tracking algorithm, remote sensing, Arctic Ocean, ocean environment change</td></tr>
</table>

KORDI 극지연구소

요 약 문

Ⅰ. 제 목

○ 입자추적 모델을 이용한 해빙/유빙 추적 기술 개발

Ⅱ. 연구개발의 목적 및 필요성

○ 북극해 해빙/유빙의 분포와 해양환경변화의 학술적 이해 증대
○ 북극 해빙의 급격한 감소와 그에 따른 예기치 못한 해빙의 분포, 해빙/유빙의 유동성 증가 로 해빙/유빙의 이동경로에 대한 분석 및 연구 요구

Ⅲ. 연구개발의 내용 및 범위

○ 다중위성에 탐지된 해빙/유빙의 분포 특성을 이용한 입자추적 모델과 연계한 이동경로 및 기원 추적 기술 개발
○ 해빙/유빙을 위한 입자추적모델 초기조건 설정 및 2016년의 추적결과 분석
○ 다중위성자료를 이용한 북극해양 환경 변화 이해

Ⅳ. 연구개발결과

○ 북극환경변화 이해를 위해 해빙농도, 표층수온, 클로로필 자료를 전체적-지역적-통합적 관점에서 분석
○ 하계 북극해 표층에 부유해있는 유빙의 이동궤적 예측을 위해 표층 해류 및 바람장 모델 자료를 이용한 유빙 추적 시뮬레이션 수행 및 분석

Ⅴ. 연구개발결과의 활용계획

○ 입자추적 알고리즘의 검증을 통한 성능 및 정확도 향상

○ 해빙농도의 급격한 변화에 의한 해빙/유빙 이동경로에 미치는 영향력 파악
○ 북극해양 환경변화에 대한 지속적 분석 및 이해

KOPRI
극지연구소

S U M M A R Y

Ⅰ. Title

○ The development of the sea/drifting ice tracing technique using particle tracking model data

Ⅱ. Purpose and Necessity of R&D

○ Increased academic understanding of the distribution of Arctic sea ice / drift ice and changes in the marine environment

○ Rapid decrease of Arctic sea ice, unexpected distribution of sea ice, and increased fluidity of sea ice / drift ice require deep analysis and research on the movement route of sea ice / drift ice

KOPRI 극지연구소

Ⅲ. Contents and Extent of R&D

○ Developing a technique for tracking the movement path and origin associated with the particle tracking model by using the distribution characteristics of sea ice / drift ice detected in multi-satellite

○ Establish initial condition of particle tracking model for sea ice / drift ice and analyze tracking result of 2016

○ Understanding of Arctic Ocean environment change using multi-satellite data

Ⅳ. R&D Results

○ Analyze sea ice concentration, surface water temperature, and chlorophyll data from a global, regional, and integrated perspective to understand changes in the Arctic environment

○ Simulation and analysis of ice floe tracking using surface currents and wind field model data to predict the movement trajectory of floating ice on the surface of the summer Arctic Ocean

V. Application Plans of R&D Results

○ Improved performance and accuracy through verification of particle tracking algorithm

○ Investigate the impact on the sea ice / drift ice path by rapid change in sea ice concentration

○ Continuous analysis and understanding of environmental changes in the Arctic Ocean

KOPRI 극지연구소

목 차

제 1 장 서론 ····· 1
제 1 절 연구개발의 필요성 ····· 1
제 2 절 연구개발의 내용 및 범위 ····· 3

제 2 장 국내외 기술개발 현황 ····· 4
제 1 절 국내 기술개발 현황 ····· 4
1. 해빙/유빙 추적 연구 ····· 4
2. 북극 해양환경변화 연구 ····· 5
제 2 절 국외 기술개발 현황 ····· 6
1. 해빙/유빙 추적 연구 ····· 6
2. 북극 해양환경변화 연구 ····· 11

제 3 장 연구개발 수행내용 및 결과 ····· 26
제 1 절 북극권 해빙/유빙 입자추적 모델 ····· 26
1. 해빙/유빙 정보의 종합관리 및 통계 자료 수집 ····· 26
2. 해빙/유빙 추적 모델 구축 ····· 32
제 2 절 북극권 다중위성 자료 수집 ····· 38
1. Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS), MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS-Aqua) ····· 38
2. Optimum Imterpolation Sea Surface Temperature (OISST) ····· 40
3. National Sea & Ice Data Center (NSIDC) Regional map ····· 40
제 3 절 북극권 해빙/유빙 입자추적 모델 결과 ····· 42
1. 북극해에서 해류 및 바람 비율에 따른 입자추적 모델 ····· 42
2. 북극진동지수에 따른 해빙/유빙의 이동 변화 ····· 44
3. 해빙/유빙 이동과 외부 요인들의 상관관계 ····· 51
제 4 절 북극권 해양환경 특성 분석 ····· 67
1. 장기 변화 ····· 67
가. 해빙농도 ····· 67
나. 표층수온 ····· 71
다. 클로로필 농도 ····· 74
2. 복합적 변화 ····· 74
가. 전체적 관점 ····· 77
(1) 해빙 농도 ····· 77

KOPRI 극지연구소

(2) 표층수온 ····· 78
(3) 클로로필 농도 ····· 80
나. 지역적 관점 ····· 82
(1) 해역분류과정 ····· 82
(2) 해역별 특성 ····· 84
(3) 해역별 시계열 변동 ····· 87
(4) 클로로필의 증감에 따른 표층수온과 해빙면적의 변화 ····· 89
다. 통합적 관점 ····· 91

제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도 ····· 97
제 1 절 연구개발목표 달성도 ····· 97
제 2 절 대외기여도 ····· 100

제 5 장 연구개발결과의 활용계획 ····· 101

제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보 ····· 102

제 7 장 참고문헌 ····· 103

첨부 1. 1979년-2018년 월별 해빙농도 분포도 ····· 109
첨부 2. 1985년-2018년 월별 표층수온 분포도 ····· 129
첨부 3. 1998년-2018년 월별 클로로필 농도 분포도 ····· 146

KOPRI 극지연구소

제 1 장 서 론

제 1 절 연구개발의 필요성

○ 해빙을 포함한 극지에서 일어나는 변화는 가장 직접적인 온난화 추이를 보여줌.

○ 인공위성 원격탐사와 연계되어 모델을 이용한 극지 연구는 인류의 접근이 어려운 환경에서 일어나는 현상을 연구하는데 효과적으로 사용됨.

○ ICSU (International Council for Science) 2012에서 “미래의 지구 (Future Earch)”를 향후 10년간의 연구 주제로 선정하면서 전 지구 환경 변화의 위험과 기회에 효과적으로 대응하기 위한 연구를 강조하고 있음.

○ 각 국에서는 북극권 변화를 이해하기 위한 다양한 과학적인 접근을 하고 있으며, 향후 북극권 활용이라는 경제적인 효과를 고려한 연구 및 활동 진행 중.

○ 북극해는 러시아, 미국, 캐나다, 덴마크, 노르웨이 등 연안국에 의해 배타적 경제수역이 존재하며(그림 1-1), 비 북극권 국가들 사이에서는 북극해 연안국의 경제적 배타 수역을 벗어난 공해에서 쇄빙연구선을 이용한 현장 조사와 인공 위성 및 모델을 이용한 극지 연구에 노력.

○ 지구온난화에 의한 극지의 해빙은 열염순환에 의한 대양순화 (Great Conveyer Belt)의 중단 및 변동을 초래하여 기상 이변을 일으킬 수 있다는 일부 과학자들의 주장.

○ 극지는 현장 관측보다 인공위성을 이용한 원격 탐사가 효율적임. 하지만 연중 6개월 이상 밤이 지속되며, 구름이 덮이는 등 기상조건에 따른 제약이 있음. 따라서 모델과 결합한 기술 개발이 필요함.

○ 북극해 해빙/유빙의 분포와 해양환경변화의 학술적 이해 증대.

○ 종합적 관측망 운용으로 장기 자료 획득과 이를 통한 체계적 연구 기회 제공.

○ 다학제적 연구로 국내 북극권 위성 연구 수준의 국제화.

○ 위성과 모델을 연계한 융합 연구로 위성활용 연구 증대.

○ 북극 해빙의 급격한 감소와 그에 따른 예기치 못한 해빙의 분포, 해빙/유빙의 유동성 증가로 해빙/유빙의 이동경로에 대한 깊은 분석 및 연구가 필요함.

그림 1-1. 북극의 베타적 경제수역 (Law of the Sea, https://sites,tufts.edu/lawofthesea/chapter-eight).

제 2 절 연구개발의 내용 및 범위

○ 1차년도: 다중위성 융합 관측 자료를 이용한 해빙/유빙의 시/공간 변화 분석

- 북극권 해빙/유빙의 이동경로 및 기원을 추적하기 위한 입자추적 모델 개발을 위해 북극 주 변 해역 다중위성에서 관측된 해빙/유빙의 분포 자료 수집 및 분석.

- 해빙/유빙의 이동과 관련된 물리적 요인을 파악하기 위해 위성 및 재분석.

○ 2차년도: 해빙/유빙 이동경로 및 기원 추적 기술 개발.

- 입자 추적 모델에서 구현된 북극권 해빙/유빙의 시/공간 분포 자료와 비교 분석.

- 입자 추적 모델 검증 및 평가.

- 모델과 위성의 시계열 자료를 이용하여 해빙/유빙의 다양한 이동경로 분석과 기원지 파악.

○ 3차년도: 해빙/유빙 이동 경향 파악 및 물리적 요인 분석

- 기원지로부터 유빙/해빙의 이동경향을 파악하고 이동에 영향을 주는 물리적 특성을 파악.

- 시나리오별 해빙/유빙의 이동경향 분석으로 이동 경향 예측 실시.

KOPRI 극지연구소

제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 1 절 국내 기술개발 현황

1. 해빙/유빙 추적 연구

○ “인공위성을 활용한 극지기후시스템간 상호 작용 연구(2008-2010)”가 북극스발바드를 중심으로 기초기술이사회 지원에 의해 수행됨.

○ 한국의 극지연구소는 INTAROS (International Arctic Observing System)의 국제 공동연구파트너로 활동. 2017년도부터 1단계로 3년간 “북극 해빙 위성관측을 위한 분석 기술 개발” 연구 시작. 이 연구는 국제 공동 위성 관측 정보 공유 체계 구축을 통한 북극권 전역의 빙권 정보 확보와 함께 한국의 아리랑 위성을 활용한 북극 해빙 분석/처리 기술을 확보함으로써 북극권 빙권 정보 수요에 대한 한계 극복을 목표로 함.

○ 에너지 수지를 고려하여 해빙의 공간변동 상호 연관 파악 연구 수행 (오와 김, 2018).

○ 한국해양과학기술원의 북극항로 해빙 예측 시스템 개발.

- 위성자료로 관측한 해빙농도 자료를 종합적으로 분석하여 일 5~6회 제공.

- 1주일의 해류, 기상, 해빙, 파랑 등의 예측자료를 토대로 융합하여 산출한 해빙 공간분포 의 1개월 예측자료를 그림파일(PNG 포맷)로 제공함.

○ 극지해빙예측사업단의 해빙탐지 기술 개발.

- 연구 접목가능 염두에 둠.

- 해빙추적연구는 아직 미미한 상태.

- 단기 예보에 목적.

2. 북극해양환경변화 연구

○ 2010년 쇄빙연구선 아라온 호의 취항으로 기존 남극해에 치우쳐 있던 극지연구가 북극으로도 폭넓게 확대됨.

- 다양한 관측장비(ITP 부이, UpTempO, AWS, SIESTA 등)를 해빙에 설치하여 관측.

- Ice coring.

- 다수 정점에 대한 현장 관측.

KOPRI
극지연구소

제 2 절 국외 기술개발 현황

1. 해빙/유빙 추적 연구

○ IPY (International Polar Year)는 2007년 3월 극지역에 대한 세계적 규모의 국제공동 연구를 위하여 창설 됨.

○ 유럽연합에서는 INTAROS라는 국제공동북극관측시스템을 추진 중임.

○ INTAROS는 유럽항공우주국의 Sentinel 위성 시리즈 활용과 현장 관측을 포함하는 유럽연합의 지구관측 프로그램인 코페르니크쿠스 프로그램과 연계하고 있음.

○ 단기자료를 활용한 해빙 추적 연구

- 해빙추적기술은 원격탐사자료와 부이, ITP 등을 활용한 연구가 진행되어 왔음.

- Emery *et al.* (1997)은 1988년부터 1994년까지의 평균적인 해빙이동을 계산하는데에 일별 SSM/I 센서(12.5km 해상도)와 부이(0.5km 해상도) 자료를 활용하였으며, 비교적 해빙/유빙 움직임이 적은 겨울에 한해 높은 정확도를 보임 (그림 2-2-1).

- Plueddemann *et al.* (1998)는 보퍼트 환류의 표층 유속 구조를 파악하기 위해 장기 표류 붕이에 탑재된 ADCP의 자료를 분석하여 지름 20 km 정도의 와류(eddy)에서 평균 0.05-0.1 m/s의 해류 속도 관측.

- Timmernans *et al.* (2008)은 유빙에 설치된 ITP 자료를 이용하여 보퍼트 환류에서 이동하는 유빙의 움직임을 분석하여 와류가 형성되는 해역의 특성과 형성 요인에 대해서 분석.

- 해빙/유빙의 추적연구의 일환으로 Lavergne *et al.* (2010)이 제시한 motion tracking 방법은 Continuous Maximization of the Cross-Correlation (CMCC)로, 다수의 위성영상에 적용되는 MCC방법으로부터 연속적으로 추적하는 방법 제시

(그림 2-2-2).

- 위성영상으로 AMSR-E (37 GHz)와 SSMI (85 GHz), ASCAT (C 밴드 후방산란)을 사용하였고 각 2006 - 2007, 2007 - 2008, 2008 - 2009년 10월에서 5월 사이의 기간에 대해 연구를 수행함. 후에 ITP에 부착된 GPS 센서의 관측 자료로 검증 시도.

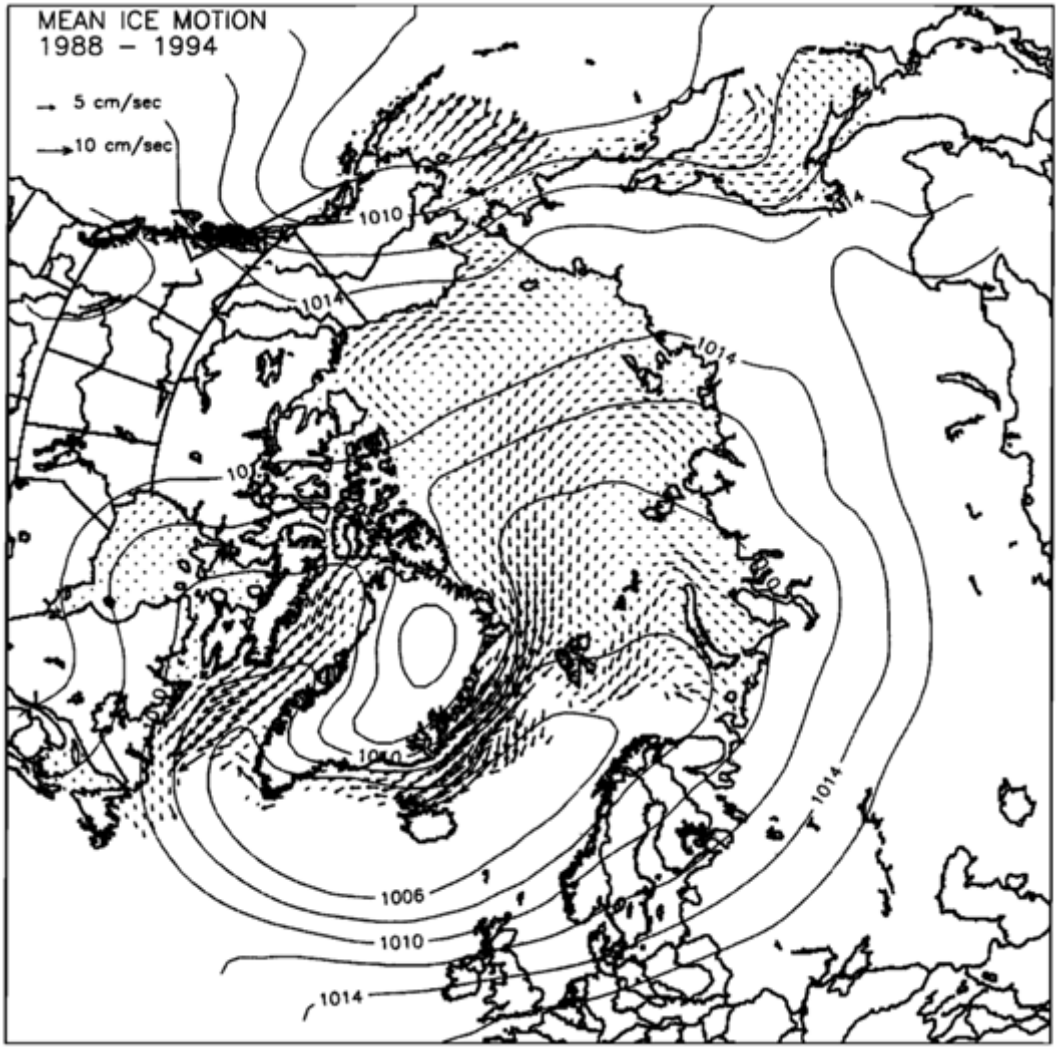


그림 2-2-1. Emery *et al.* (1997) 85.5 GHz SSM/I 일별자료로 계산된 1988년-1994의 평균적인 북극해빙 운동 (sea ice motion). 등고선은 같은 기간 동안 NCEP 재분석자료 중 평균 해수면 기압 (mean sea level pressures, hPa)을 의미.

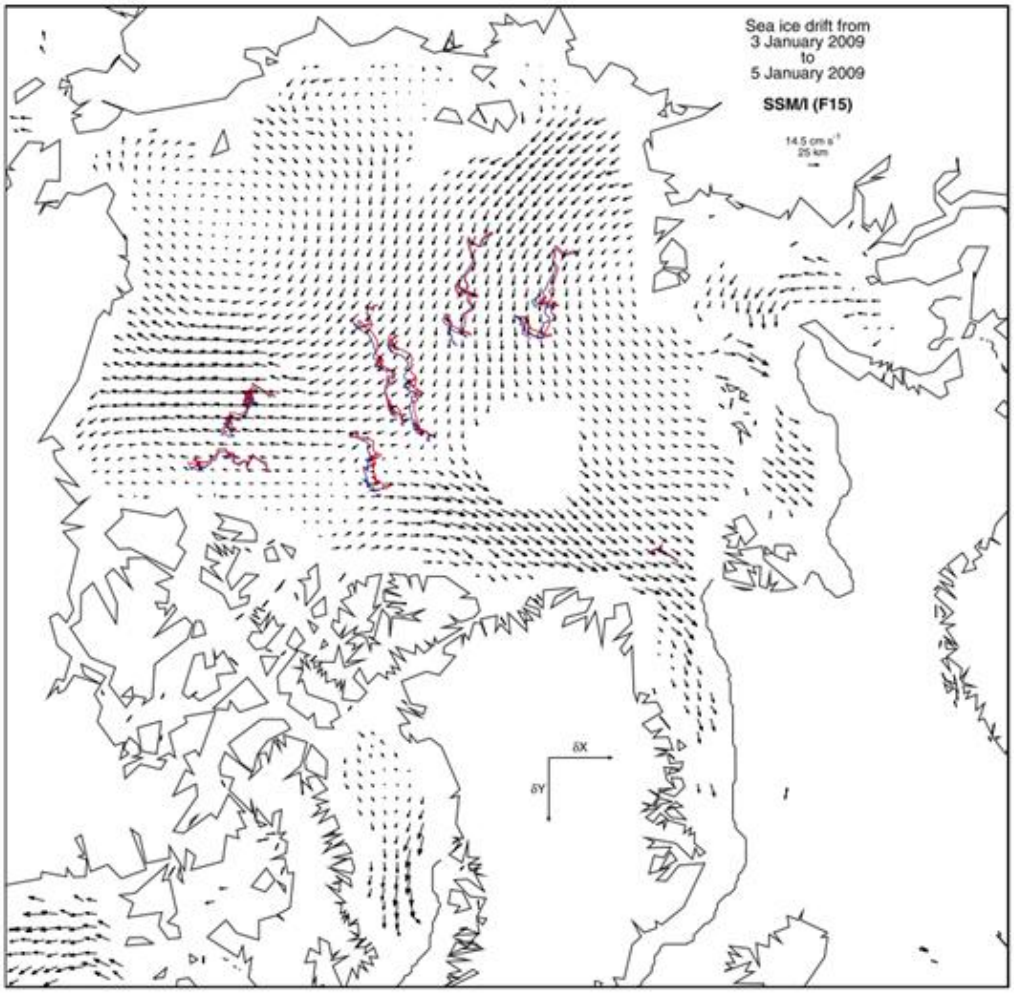


그림 2-2-2. Lavergne *et al.*, (2007)가 CMCC 기법으로 산출한 sea ice drift 결과의 한 예로 2008년 10월부터 2009년 4월까지 약 6개월간의 궤적을 보여주며, 청색은 SSMI F15 위성영상으로부터 계산된, 적색은 ITP19로부터 추출된 초기 2달간의 트랙을 비교하여 나타내고 있음.

○ 중장기자료를 활용한 해빙 운동 분석 연구

- Kwok *et al.* (2013)은 1982년부터 2009년까지 약 28년간의 장기 자료를 이용한 해빙 운동의 핵심적인 특징을 분석함. 지구물리학적인 관점에서 ice circulation, drift speed, ice motion, geostrophic wind, ocean current 자료로부터 decadal trend의 변화를 조사하였음 (그림 2-2-3).

- 28년간 겨울의 해빙 운동은(그림 2-2-4) 보퍼트 환류(Beaufort Gyre) 남부에 약한 증가를 제외하고는 전반적인 값에 비해서 미미한 변화 추세를 보이고, 북극

진동(Arctic Oscillation)의 10년 주기 음/양 순환 패턴의 변화에 의해 광범위하게 영향을 받는 것으로 보임.

- 북극진동의 변동성을 지배하는 것은 주로 추운 시기의 sea level pressure이기 때문에, 여름철 해빙 운동과 북극진동의 연계성은 약하므로 여름의 해빙운동은 상당히 다른 패턴을 보였는데 (그림 2-2-5), 2001-2009년 기간 여름철에 강한 시계방향 순환 패턴이 지배적이었고, Fram Strait와 캐나다 섬 군도 서부의 남향 이동에 의해 유출되는 해빙량이 상당하였다고 보고하였음 (Kwok and Cunningham, 2010).

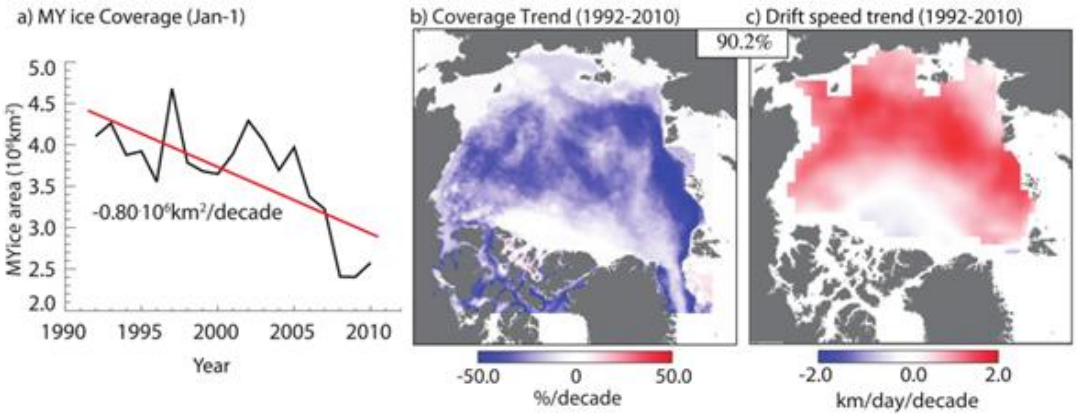


그림 2-2-3. (a) 다년생 해빙의 면적 (b) 다년생 해빙 분포의 공간적 변동성 (c) 표류 속도의 공간적 변화율. 그림 b와 c 사이에 표현된 산술 값은 음의 값을 갖는 다년생 해빙과 양의 값을 갖는 표류 속도가 지배하는 면적율(%)을 나타냄 (Kwok *et al.*, 2013).

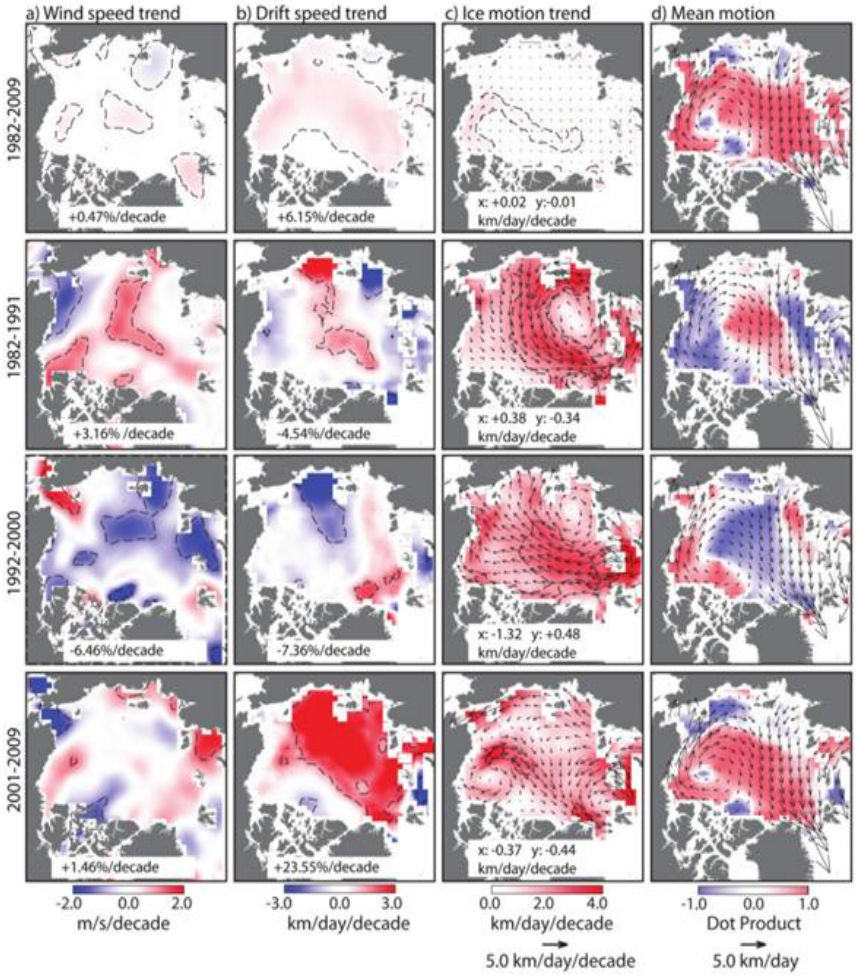


그림 2-2-4. Kwok *et al.* (2013)의 연구 중 총 네 기간(1982 - 2009, 1982 - 1991, 1992 - 2000, 2001 - 2009)의 겨울(10월-5월) 북극해 해빙에 대한 평균 분포. (a) 풍속, (b) 이동속도 (c) 해빙운동벡터 (d) 평균이동장.

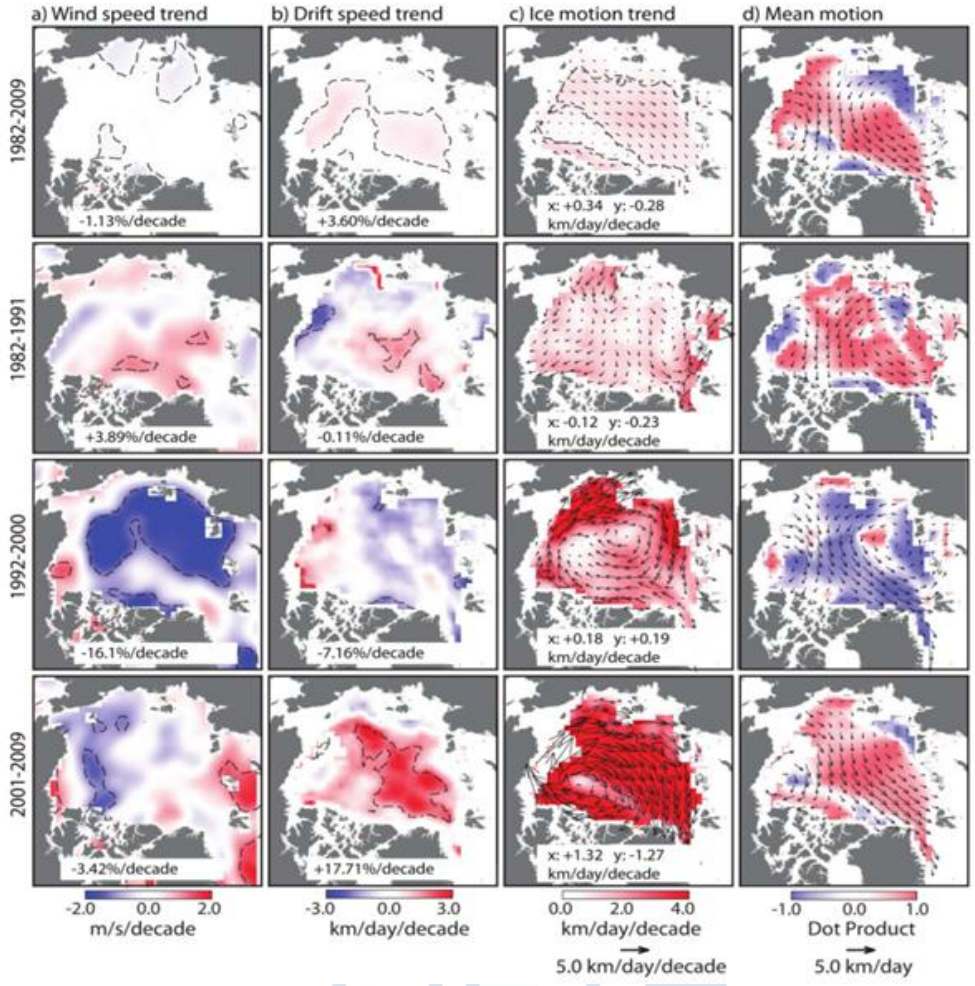


그림 2-2-5. Kwok *et al.* (2013)의 연구 중 총 네 기간(1982 - 2009, 1982 - 1991, 1992 - 2000, 2001 - 2009)의 여름(6월-9월) 북극해 해빙에 대한 평균 분포. (a) 풍속, (b) 이동속도 (c) 해빙운동벡터 (d) 평균 이동장.

2. 북극 해양환경변화 연구

○ ITP를 통한 현장관측조사 연구

- ITP (Ice Tethered Profiler)는 빙체에 코어를 뚫어 수심별 수온, 밀도를 관측하는 기기로 우즈홀 해양연구소에서 관리/담당함 (그림 2-2-6). 따라서 정박하지 않고 끊임없이 계류하는 해빙의 움직임을 그대로 반영할 수 있음 (http://www.whoi.edu/page.do?pid=20756).

- 약 1년에서 길게는 2년까지 표류하며 자료를 수집하는데 6시간에 한 번씩 수직

왕복운동하며 하루 두 번 수집활동을 수행 (그림 2-2-7).

- 본 연구에서 ITP에 탑재된 GPS 자료를 이용하여 시간과 위경도 자료를 일차적으로 해빙/유빙 추적 결과 검증에 사용할 예정.

그림 2-2-6. ITP의 모식도와 현장에 설치된 모습 (http://www.whoi.edu/page.do?pid=20756).

극지연구소

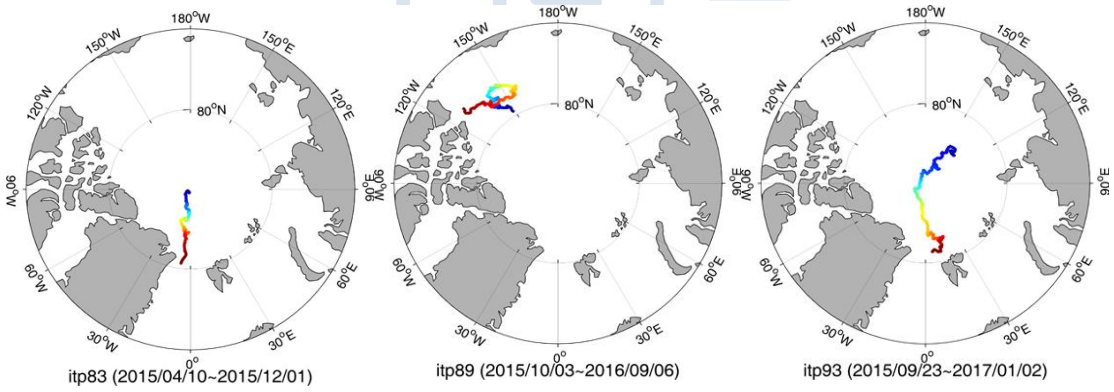


그림 2-2-7. ITP 83, 89, 93의 표류위치. 청색을 시작점으로 적색 종료지점까지 이동한 경로를 나타냄.

○ 북극해빙의 지속적인 감소

- 기후변화 분석에서 빠지지 않는 필수 분석 요소로써 해빙에 대한 관심이 지속적으로 증가함.

- 지난 40년간 북극의 해빙은 꾸준히 감소해왔으며 2007년과 2012년에 최저를 기록함 (Kay *et al.*, 2008; Parkinson and Comiso, 2013).

- APL/PSC에서 개발한 Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System (PIOMAS, Zhang and Rothrock, 2003)으로 1979년부터 최근 2017년까지의 북극해빙 체적 월 변화를 분석하였고 (그림 2-2-8), 그 결과 2017년 10월의 평균 북극해 해빙 체적은 2012년(5000km^3)의 기록보다 1100 km^3 많은 6100 km^3이었고 2010년과 거의 동일함. 2017년 10월의 체적은 1979년의 10월 최댓값의 65%, 1979년-2016년 평균의 절반에 못 미침. 2017년은 이전보다(특히 2012년) 훨씬 적은 체적으로 시작하여 5월까지 계속 유지되었지만, 6-10월에 걸친 손실량은 이전보다 작았음.

KOPRI 극지연구소

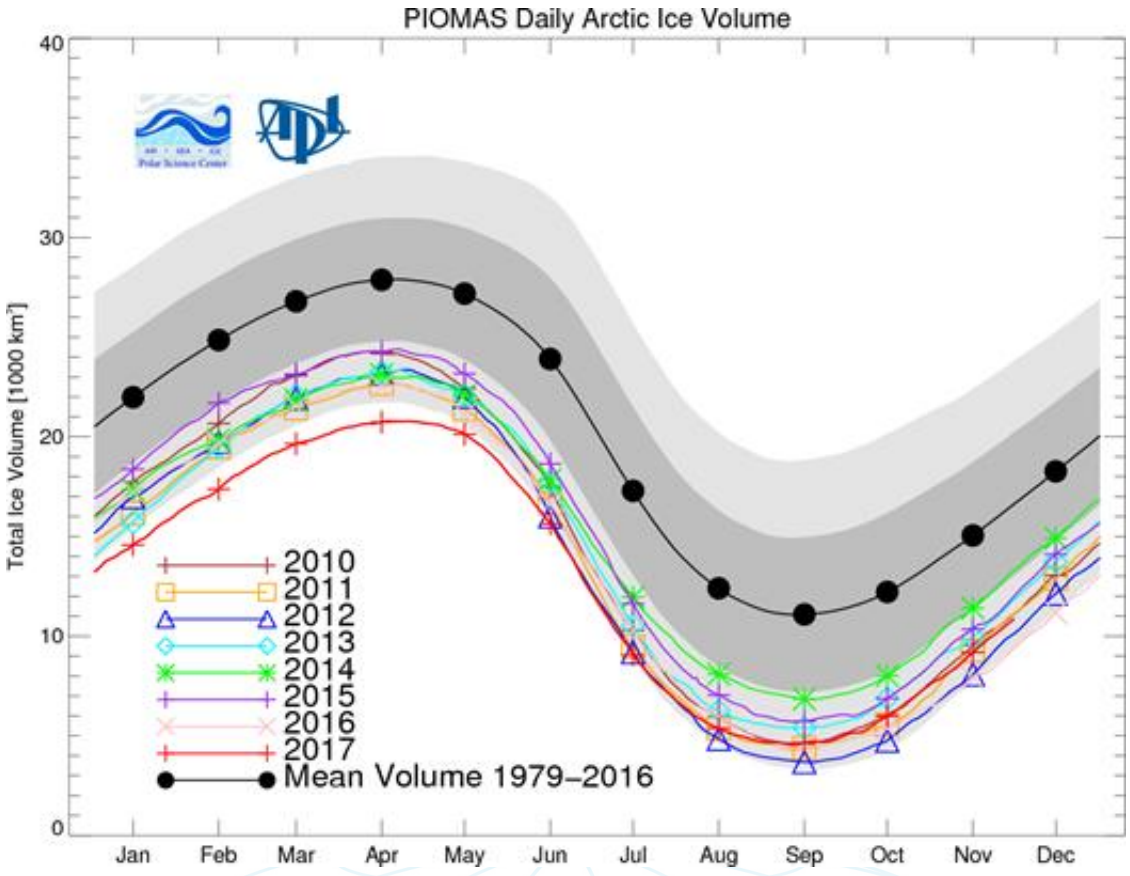


그림 2-2-8. PIOMAS에서 산출된 총 북극해빙체적의 월 변동 자료. 1979-2016의 평균 해빙부피와 변화범위는 검정 선과 회색 영역으로 표시되어 있음(진회색: 표준편차, 연회색: 표준편차*2, http://psc.apl.washington.edu/research/projects/arctic-sea-ice-volume-anomaly).

- NASA Goddard's Scientific Visualization Studio에서 발표한 2016년 여름의 해빙분포그림(그림 2-2-9)에서 확인할 수 있듯이, 태평양과 북극해의 길목인 보퍼트, 척치 해에서 특히 해빙 손실량이 많음.

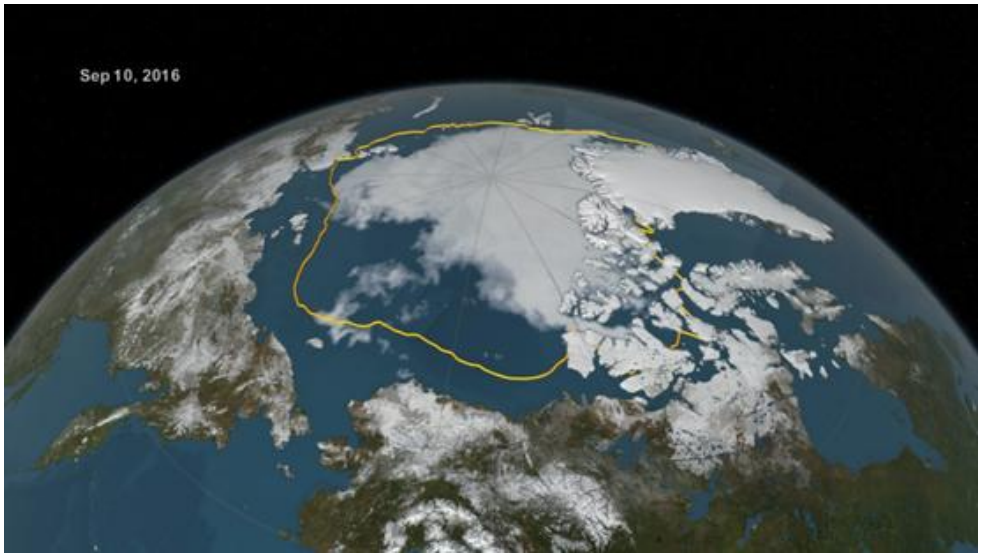


그림 2-2-9. 최소 면적(911,000 mi^2)을 기록한 2016년 9월 10일 여름의 해빙분포. 1981-2010년 평균 최소 해빙 영역은 금색 띠로 표현 (NASA Goddard's Scientific Visualization Studio/C. Star).

○ 북극해빙을 감소시키는 원인 규명에 의견이 분분함

- 북극해빙을 감소시키는 원인 규명에 의견이 분분하며, 수온 증가 및 해빙 감소로 인한 개빙 면적의 증가 (Comiso, 2003)와 그에 따른 증발량의 증가 (Belchansky *et al*., 2004), 저위도에서 비롯된 수분 이동(moisture transport)의 증가 (Groves and Francis, 2002), 앞당겨진 융해 시기와 같은 요인이 복합적으로 작용하여, 북극의 온난화 현상이 가속화된 것으로 추측됨.

- 다수의 연구자들 (Francis and Hunter, 2006; Zuidema *et al*., 2005; Wang and Key, 2005)에 의해, 해빙을 감소하는 주 요인은 수증기 수렴 및 온난이류(구름과 수증기량의 증가)로 인해 하향장파복사 증가의 영향이라고 보고되었고, 해빙감소는 최근 증가된 북극해수면온도에 의존하기보다는 전지구적 대기순환의 영향이 크다는 결과를 보임 (박 등., 2015, proceeding paper).

- Groves and Francis (2002)는 저위도에서 비롯된 moisture transport가 증가하고 있다고 보고하였음.

- 해빙이 녹기 시작하는 시기가 당겨지고 개빙 면적이 증가하여 북극 전체적인 증

발량이 증가(Belchansky *et al.*, 2003)하는 현상은 단지 해빙체적 변화 뿐 아니라, ice-albedo의 양의 피드백 작용으로 북극온난화(Arctic warming) 또한 가속화 할 것으로 우려됨.

- Serreze *et al.* (2007)에 의하면 해빙의 감소로 인한 개빙 면적의 증가 및 수온증가는 해양에서 대기로 향하는 heat flux가 증가하고 이는 대기를 가열시켜 공기 중 하향장파복사를 증가시키는 요인이 될 수 있고, NCEP-NCAR 자료에서 확인된 최근 추운 계절의 온난화의 일부는 적어도 해빙 손실로 인해 발생하는데, 이는 해양에서 대기로 향하는 heat flux가 더욱 강해지고 결과적으로 온난해진 대기는 해수표면에 강한 장파복사를 야기할 것이라 주장함.

- 한편, 해양의 heat flux가 베링 해협의 해빙감소에 미치는 영향에 대한 연구를 수행한 결과에 따르면, 2001-2004년의 해빙감소량에 비해 해당기간 flux는 오히려 최저를 기록(Woodgate *et al.*, 2006).

- Southern Canada 분지의 염분약층 형성에 관여하는 Pacific Summer Water(PSW)가 온난해지고 있고 Shimada *et al.* (2006)은 이 현상과1990년 말 해빙감소를 연결 지음 (그림 2-2-10). 기작: PSW가 북극해로 유입됨 → 해빙 운동이 활발해져 상층 해양순환(upper ocean circulation)이 강해짐 → 해양 열 교환(oceanic heat transport)이 증가함 → 해양 상층부가 온난해짐 → 해빙이 감소함 → 연안지역의 해빙 생성이 늦어짐.

KOPRI 극지연구소

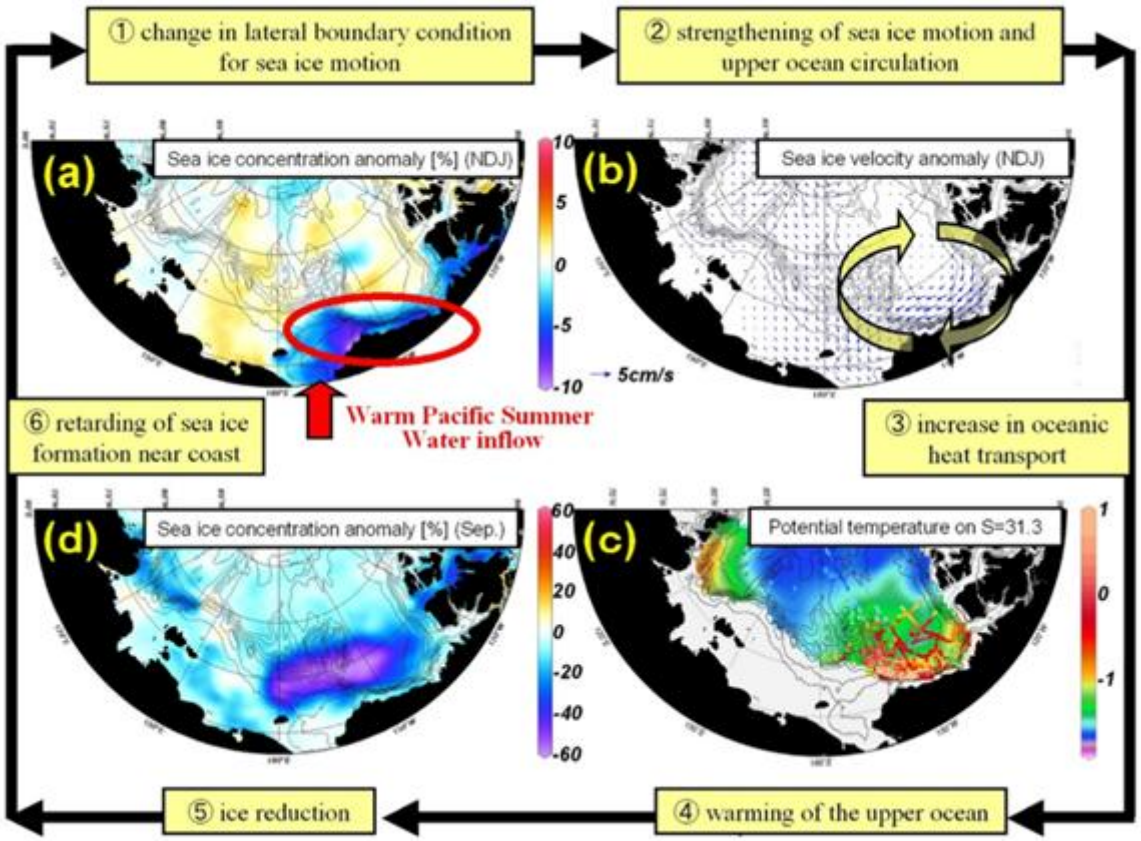


그림 2-2-10. Shimada *et al.* (2006)의 연구에 의한 피드백 시스템 (a) 11월~1월의 해빙농도 이상 값[(1997년 11월~2003년 1월)-(1979년 11월~1997년 1월)] (b) 11월~1월의 해빙이동속도 이상 값 (c) 배경장은 EWG Arctic Ocean Atlas의 기후값. (d) 9월 해빙농도 이상 값[(1998년~2003년)-(1979년~1997년)].

- 열적외 위성자료로 1981-2001 약 20년간 북극주변을 연구한 결과 (Comiso (2003)는 융빙 시기(개빙 기간)가 10년당 9~17일 증가했다고 보고함.

- Boé *et al.* (2009)는 21세기 말 ice-free blue ocean이 될 것이라고 주장함 (그림 2-2-11).

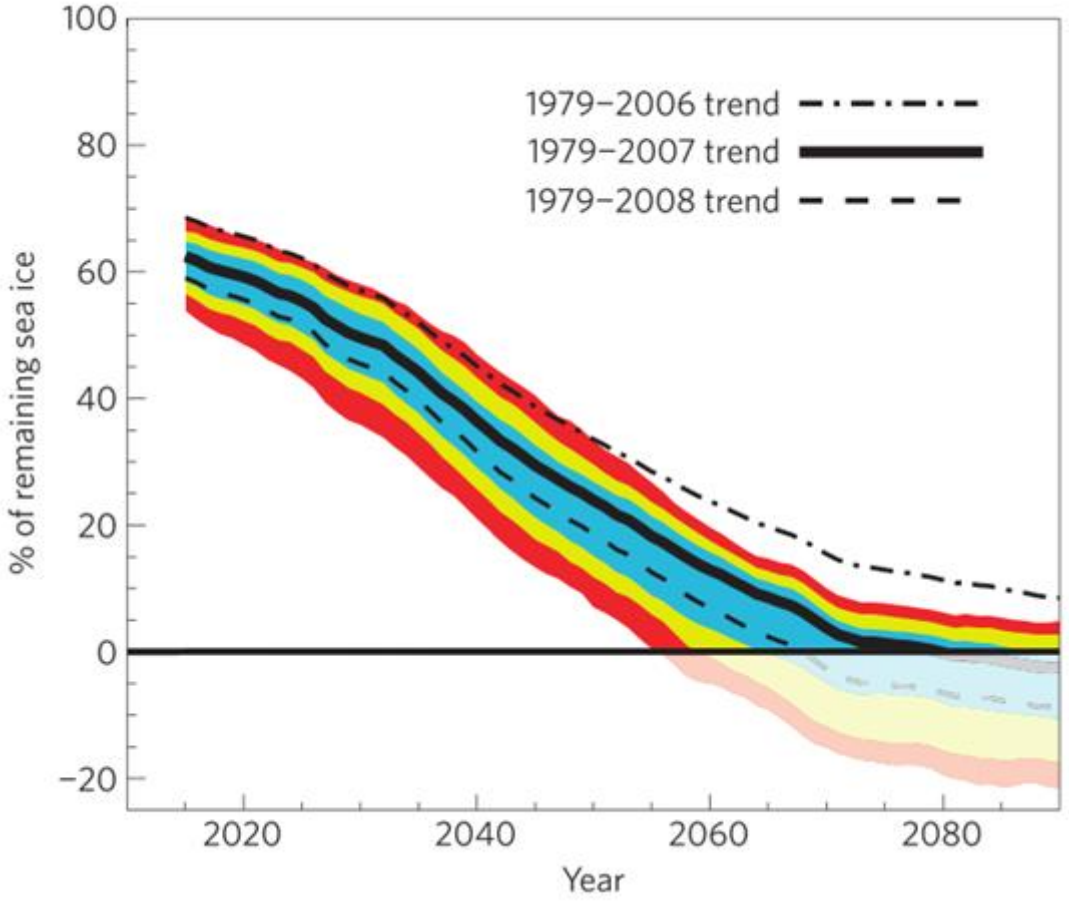


그림 2-2-11. 1979-2007년의 9월 해빙영역(September sea-ice extent, SSIE)과 18개의 모델로부터 추정된 21세기의 해빙영역. 1점 쇄선은 1979-2006년의 해빙 트렌드(-8.6% per decade)를, 점선은 1979-2007년(-10.2% per decade), 점선은 1979-2008년(-11.1% per decade)을 나타냄. 적색영역과 노란색, 하늘색 영역은 18개의 모델분석 결과 중 각각 15개, 16개, 17개 모델의 합산 결과에 해당함 (Boé *et al.*, 2009).

국제연구소

- 북극 온난화 현상은 공간적으로 균일하게 일어나지 않고 지역 차이가 큼 (Ding *et al.*, 2014; Bader, 2014).
- 북극 해빙은 태평양으로부터 유입되는 지역에서 가장 드라마틱하게 감소했고 이는 베링 해협으로부터의 열속(heat flux) 증가와 담수 유입 증가로 인한 것으로 추측됨 (Woodgate *et al.*, 2006) 보퍼트 해역은 시계방향 환류(Beaufort Gyre)에 의한 에크만 수렴으로 다량의 담수가 분포하는 지역이며 (Serreze *et al.*, 2006, 그림 2-2-12).

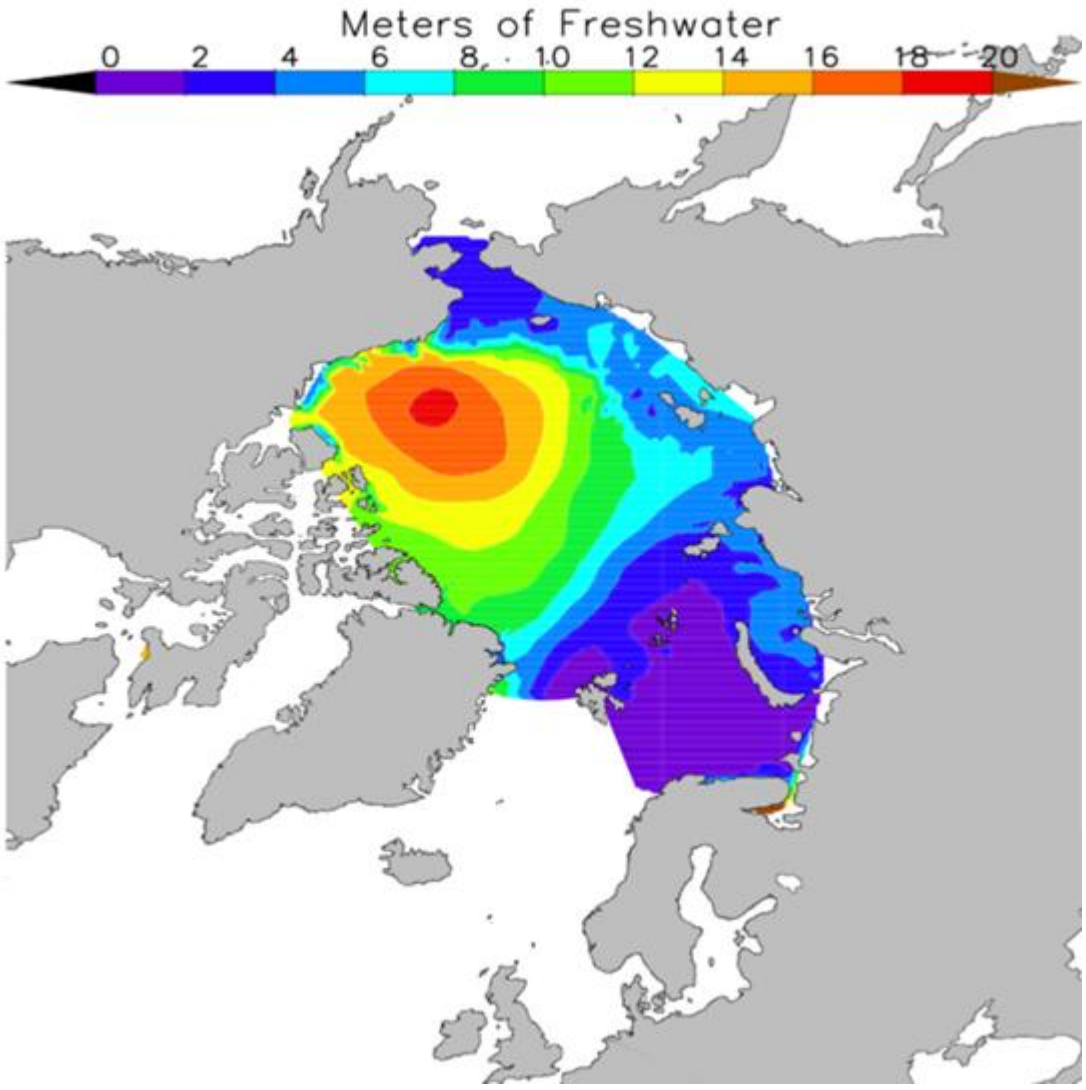


그림 2-2-12. Serreze *et al.* (2006)가 계산한 워싱턴 대학교 Polar Science Center Hydrographic Climatology (PHC)의 평균 연간 담수율로 미터 단위로 표현됨 (해빙 제외). 34.8 염분을 참조하여 계산 (http://psc.apl.washington.edu/Climatology.html).

- 이상기온이 5°C에 달하였던 2007년 여름 (Steele *et al.*, 2008), 다수의 과학자들은 이로 인해 2007년 융빙 시기 동안 보퍼트 해에 존재하는 해빙의 하층부가 다량 녹았다고 주장함(Shibata *et al.*, 2010; Perovich *et al.*, 2008).

- 해수면 온도 상승이 시작되기 이전에 이미 상당한 양의 태양에너지 흡수(solar energy absorption)로 인해 해빙이 녹았다는 주장이 있었음 (Steele *et al.*, 2008).

○ 기타 관심사에 따른 북극해 환경분석연구

- 1998-2009년 총 12년 동안 북극해 일차생산량이 전체적으로 증가했다고 보고함. 증가 기작을 완전히 밝혀내지 못했으나, 근해 혹은 염분약층 상쇄에 의한 북극표층해수로의 잠재적인 영양염의 유입 가능성과 개빙기간의 증가의 영향으로 추측함 (Arrigo and van Dijken, 2011, 그림 2-2-13). 12년 동안 개빙 면적은 27% 증가하였고 연구시점 기준 최근 5년 동안 가장 많은 해빙이 감소. 해당 기간에 대해 개빙 면적 및 개빙 기간은 각각 27%, 45일 증가하였고 총 일차생산성은 약 20% 증가함.

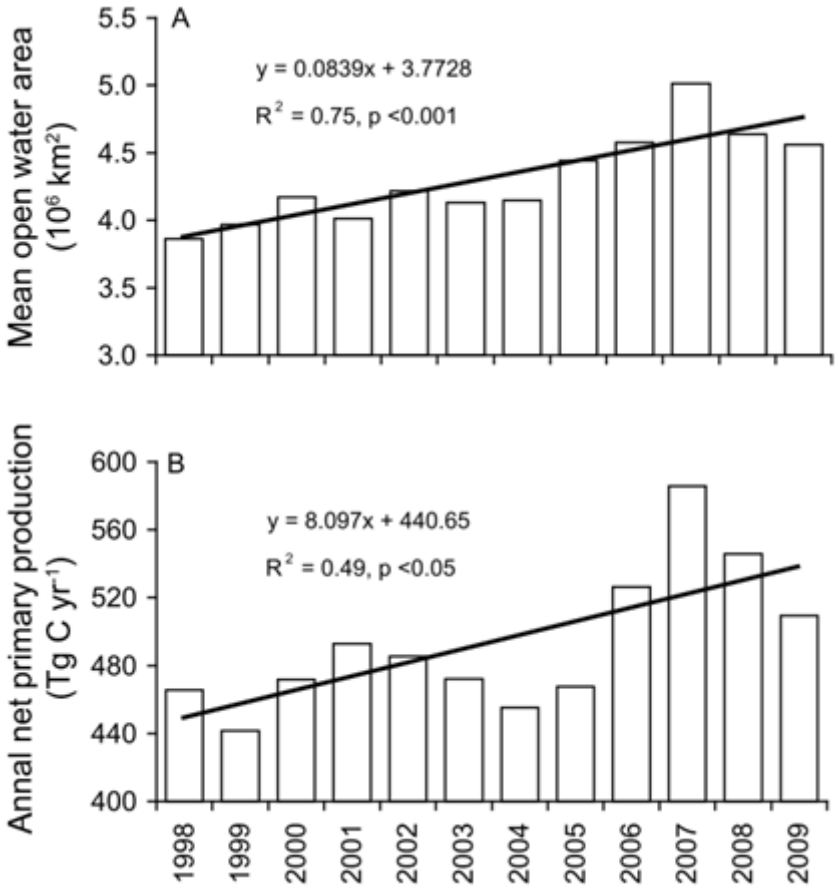


그림 2-2-13. A. 1998-2009년 연평균 개빙 면적과 B. 총 일차생산량의 연변동(Arrigo and van Dijken, 2011).

- 기후변화로 인해 북극해로 유입되는 담수가 증가하고 (Peterson, 2002), 해빙의 이동경로에 변화가 생기며(Serreze *et al*., 2007), 내부파에 의해 염분 약층이 붕괴

(Rainville and Woodgate, 2009)하는 등, 북극의 일차 생산성을 조절하는 인자들이 급속도로 변화하고 있음.

- Perrette *et al.*(2011)은 개빙 시점이 당겨짐으로 인하여 북극해로의 영양염 유입이 증가될 수 있는 잠재성에 대해서 조사할 필요가 있다고 주장함. 이처럼 북극해양의 물리적 환경변화가 생태학적으로 매우 밀접한 연관이 있으며 정확한 규명이 필요한 시점임.
- 북극 온난화 현상을 조절하는 세 가지 주요인(해빙농도, 표층수온, DRF; direct radiative forcing)을 연구한 결과 북극의 해빙농도, 표층수온은 근표면 온난화(near-surface warming)의 대부분을 설명하였고, 원거리의 표층수온은 고층 온난화(warming aloft)에, DRF는 북극 대류권 온난화(Arctic tropospheric warming)에 관여하는 것으로 밝혀짐 (Screen *et al.*, 2012).

- Ding *et al* (2014)는 대기대순환모델(ECHAM 4.6)을 이용한 수치모의실험 결과를 통해 열대해역의 표층수온 증가가 extra-tropical Rossby wave train의 주요인자로 작용하여, 최근 몇 십 년간 북대서양 진동(North Atlantic Oscillation)의 negative trend를 야기하고 북동 캐나다와 그린란드 지역을 온난하게 한다는 가설을 세운 바 있음 (그림 2-2-14).

KOPRI 극지연구소

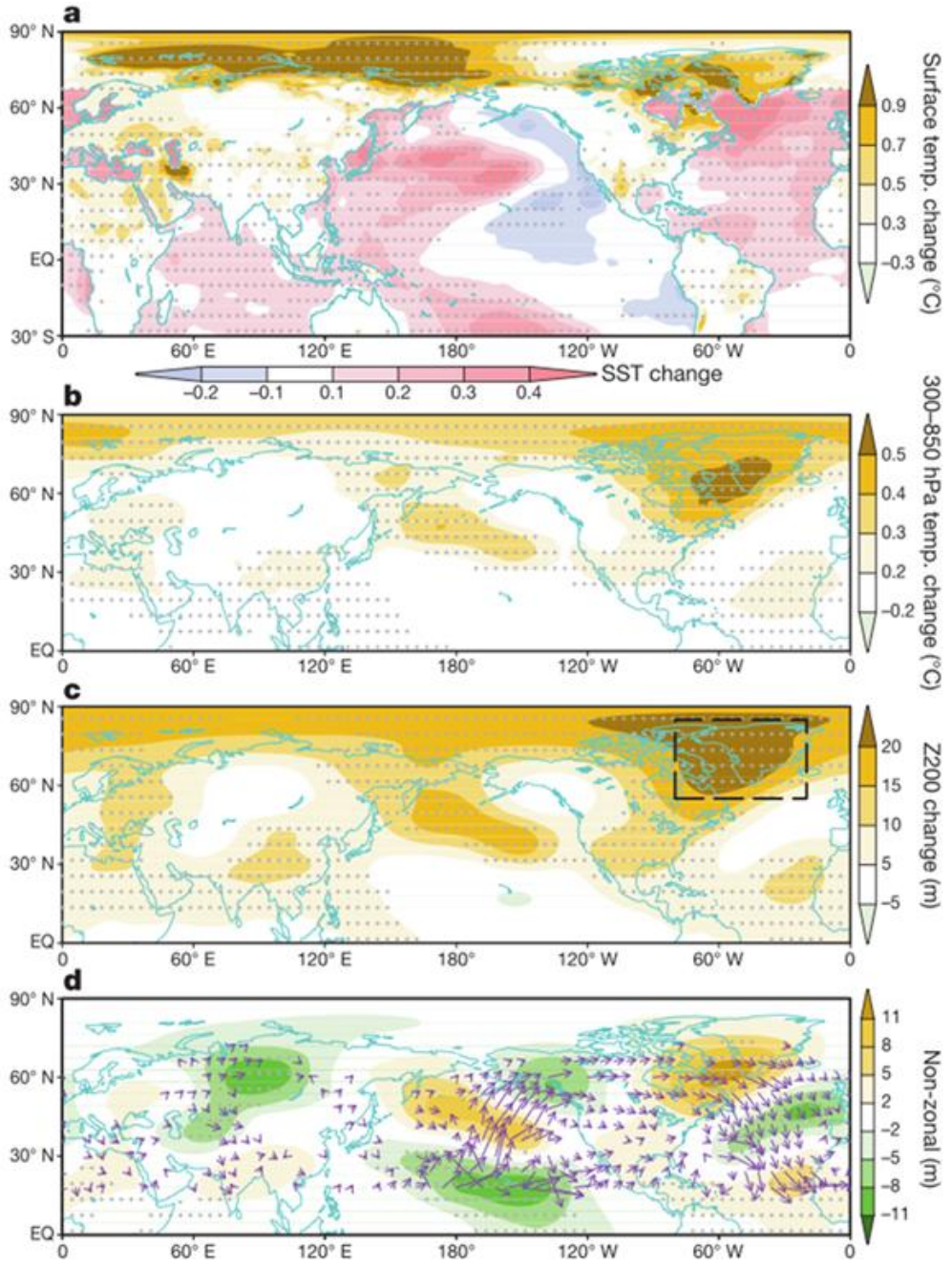


그림 2-2-14. Observed trend pattern of annual mean field for 1979-2012 (Ding *et al.*, 2014). (a) 연평균 표층수온으로부터 산출한 육상 혹은 얼음 위의 표층온도 선형 트렌드(per decade)를 나타냄, (b) 300-850hPa 온도, (c) 200hPa 지오포텐셜 고도(Z200) (d) 200-hPa 지오포텐셜 고도의 non-zonal 인자. 보라색으로 표시된 벡터는 eddy Z200 패턴에 의한 wave activity flux이고, (+)로 표시된 영역은 99% 이상의 신뢰도를 보이는 곳에 해당.

- 전반적으로 엘니뇨에 의한 극-외 지역의 기후변화에 대한 관심에 비해 북극의 기후변화는 적게 주목을 끌었음(Hu *et al.*, 2016). Hu *et al.* (2016)의 연구에 따르면 중앙태평양 엘니뇨(Central Pacific El Nino; CP) 현상은 tropospheric Arctic polar vortex와 circumpolar westerly wind를 강화시켜 북극의 온난화와 해빙의 녹음을 더디게 하여, 여름철 북극의 냉각화와 해빙증가에 관여함. CP는 walker cell이 nino4 쪽에 위치할 때, 동태평양 엘니뇨(eastern Pacific El Nino; EP)는 Nino3, Nino1+2쪽에 위치할 때를 일컫는데, CP 엘니뇨인 경우, El Nino가 길고 약하게 유지되고, thermocline-surface간의 상호작용이 적다. 한편 표층수온의 주성분 분석 결과와 북반구 여름 200 hPa 지위 고도(H200) REOF 분석 결과, CP 엘니뇨와 북극대류권과의 강한 원격상관성이 존재하는데, (그림 2-2-15, 그림 2-2-16) tropospheric Arctic polar vortex (APV)를 심화시키는 결과(특히 캐나다 분지 지역)를 야기하고 심화된 APV는 북극 기후를 조절해 대기온도(T925), LST,/SST, SIC에 영향을 미쳤음.

KOPRI
극지연구소

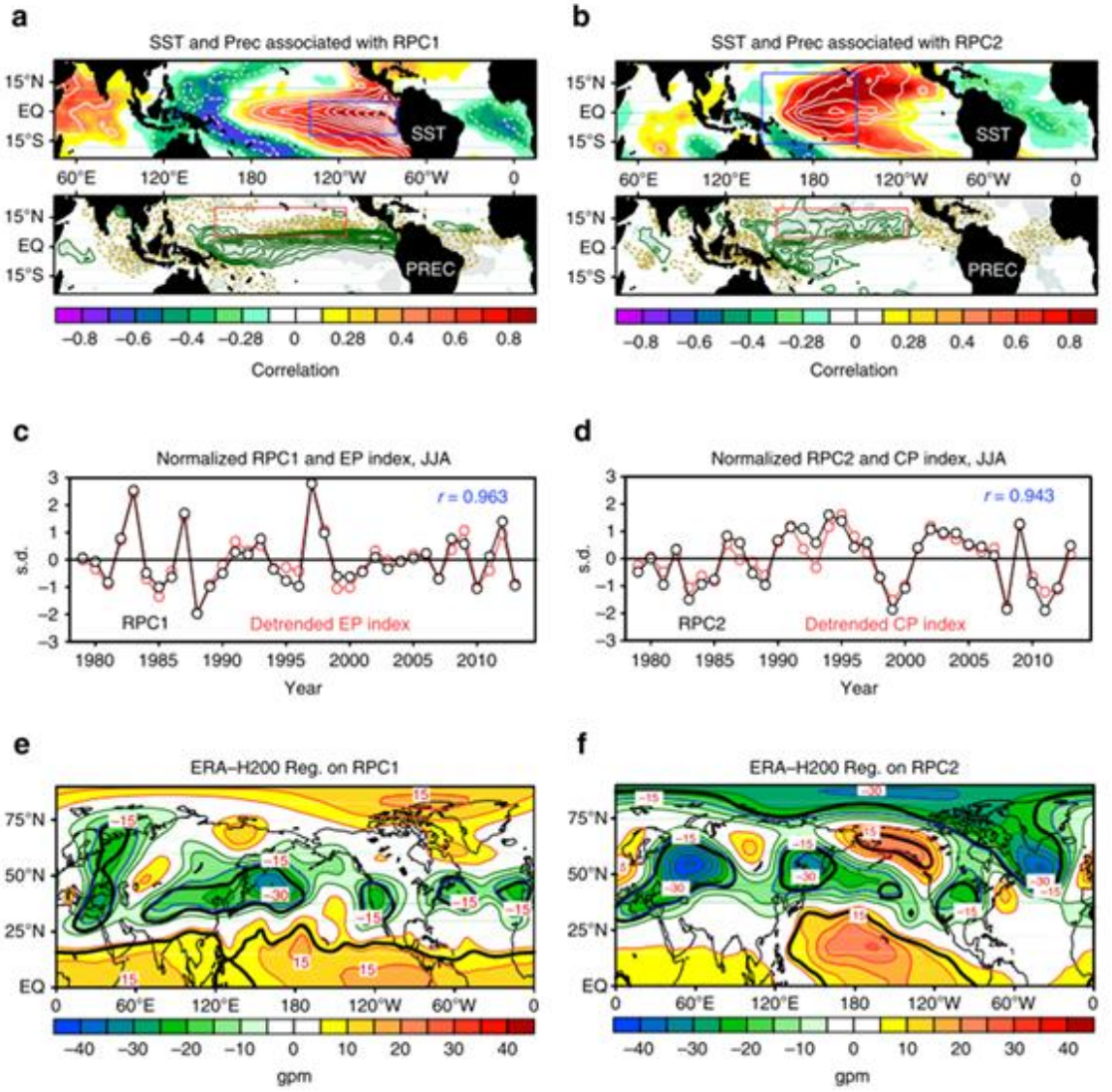


그림 2-2-15. EP 엘니뇨와 CP 엘니뇨의 통계분석 결과 열대 표층수온의 공간패턴을 보여줌 (Hu *et al.*, 2016). (a) 위: 유색영역은 상관계수를, 등고선은 0.2 간격의 상관계수를 나타냄.

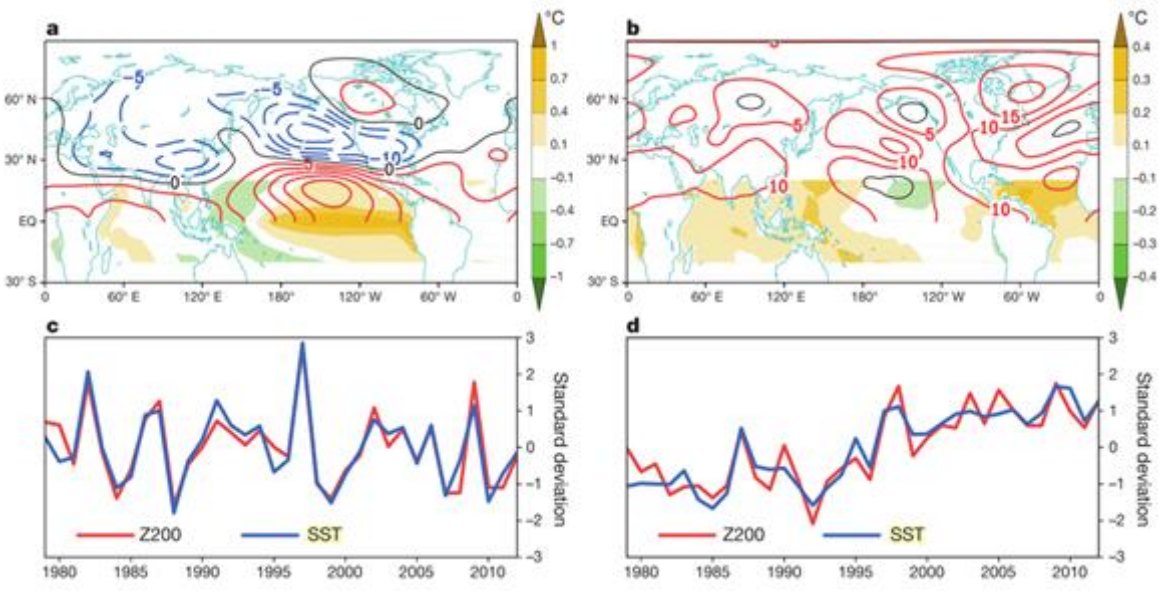


그림 2-2-16. 1979-2012년간의 연평균 열대해역 SST과 북반구 순환 간의 연계패턴 Ding *et al* (2014). a - d, 1979-2012년 북반구(0 - 88.5u N) 200-hPa 지오포텐셜 고도(Z200)와 열대해역(20°S-20°N)SST의 최대공분산 분석 결과. a) Z200 패턴(등고선, 10m 간격)과 열대해역 SST(유색 음영)은 1모드를 반영함. c) a에서 나타낸 Z200(적색)과 SST(청색) 패턴의 시계열 변동. b와 d는 a, c와 같으며 2모드를 의미. a와 b의 진폭은 c, d의 시계열의 1 표준편차(one standard deviation)로 매겨짐.

KOPRI 극지연구소

제 3 장 연구개발 수행내용 및 결과

제 1 절 북극권 해빙/유빙 입자추적 모델

1. 해빙/유빙 정보의 종합관리 및 통계 자료 수집

○ 본 연구의 1차년도 계획에 따라 주로 큰 ice plate로부터 깨지거나 떨어져 나간 ice floes들이 시간에 따라 어디로 이동하며 집적되는지를 입자추적 알고리즘을 통해 모의하고자 함.

○ 알고리즘 개발 및 초기조건 구축을 위해서 통계자료를 복합적으로 분석하여 사용할 예정이며 시작에 앞서 알고리즘을 적용하고자 하는 영역을 지정할 필요가 있음.

○ 알고리즘 모의에 적합한 계절 설정

- 일반적으로 북극은 뚫린 외해의 환경에 표면의 해수가 얼어 있는 지역적 특성을 가지며 해빙 월별 트렌드는 대체적으로 매년 일치하며 주로 4-5월에 최대값을 9월에 최소값을 가짐.

- DMSP SSMIS 센서로부터 관측된 25 km 해상도의 2016년 월별 해빙영역 분포도 분석 결과(그림 3-1-1) 9월에 최소를 나타내며, 빨간 원으로 표시한 구역은 해빙농도가 최소인 여름 기간 동안에도 덮여있는 구역으로써 알고리즘 적용 대상에서 제외, 이를 토대로 해빙영역이 상대적으로 적게 분포하는 기간(6-8월)을 대상으로 본 연구를 수행하고자 함.

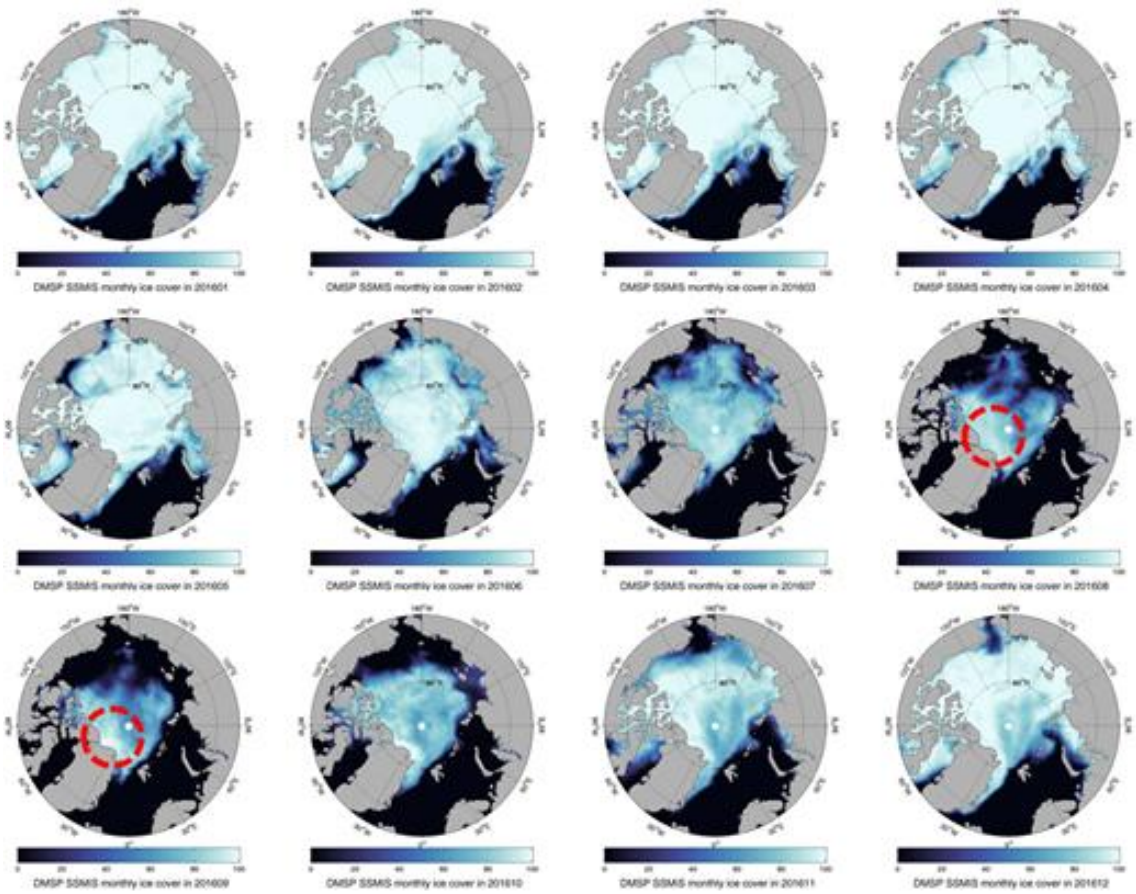


그림 3-1-1. NSIDC에서 수집된 DMSP SSMIS 25 km 공간해상도를 가지는 위성 자료로부터 나타낸 2016년 1월-12월까지(좌측-우측, 위-아래) 해빙분포도.

○ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)

- 본 과업에서 해빙의 장기변화 분석 및 해빙/유빙 추적 알고리즘의 초기조건 설정을 위해 사용된 자료는 ECMWF의 ERA-Interim 재분석 자료 (http://apps.ecmwf.int) 임.

- 시간해상도는 하루이며 공간영역은 연구 해역에 맞춰 북위 60도 이상의 영역에 맞춰 확보되었으며 공간해상도는 0.125°의 자료로 확보되어 있음. ERA-Interim의 바람장 자료는 모델을 기반으로 현장관측 및 위성관측 자료를 동화하여 재구성한 북향 및 동향을 기준으로 하는 바람 성분별 자료를 제공함. 해빙농도 자료는 직접적인 관측을 수행하지 않고 부분적으로 산출된 해빙을 병합하여 산출함.

- 기간에 따라 ERA-Interim의 이전 버전인 ERA-40, National Centers for

Environmental Prediction (NCEP)의 Real-Time Global SST (RTG), Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA)를 입력자료로 사용하며, 하루 1회 업데이트되는 배경장에서 4D 변분법 기반의 자료동화를 통해 해빙농도가 계산됨 (Dee *et al.*, 2011).

- 해빙 농도 자료는 1979년 이후로 현재까지 제공되고 있으며 단위 픽셀 영역 내에 해빙이 차지하는 면적의 비로써 0에서 1사이(0~100%)의 값을 가짐.

- 알고리즘 모의에 적합한 해역의 자동설정을 위해 설정한 해빙농도 임계 값에 따라 80%이상의 영역은 빙판으로 가정하여 유빙추적에 제외하였고, 해역의 총 면적을 합산하여 해빙면적(sea ice extent)을 계산 할 때는 15% 이상의 해역을 대상으로 계산함 (Jay *et al.*, 2002).

○ 알고리즘 모의에 적합한 해역의 자동설정을 위한 해빙농도 임계값 설정

- 알고리즘을 통해 유빙(ice floes)을 추적하고자 계절에 상관없이 꾸준히 얼어 있는 Central Arctic ice plate를 제외하기로 함. 유빙은 빙판(ice plate)의 가장자리로부터 물리적 압력에 의해 생성되기 때문에 통계적 분석을 통해 빙판 지역에 해당하는 해빙농도(%)의 임계값을 설정하여야 함. 사계절 내내 임계값 이상의 해빙농도를 가지는 영역을 알고리즘 개발/적용에서 제외함.

- 임계값 설정을 위해 ECMWF ERA-Interim의 해빙자료(1979~2016)와 수동 마이크로파 센서인 SSMIS 해빙자료를 사용함. ECMWF ERA-Interim는 재분석 자료의 장점으로 장기데이터를 구축하고 있는 반면, 해상도가 25 km인 SSMIS 센서 자료에 비해 해상도가 월등히 떨어지기 때문에 상호 보완적으로 사용함. 하지만 역시간순으로 연구기간을 연장할 경우 ECMWF ERA-Interim의 장기데이터는 유용히 사용될 것으로 사료됨 (그림 3-1-2).

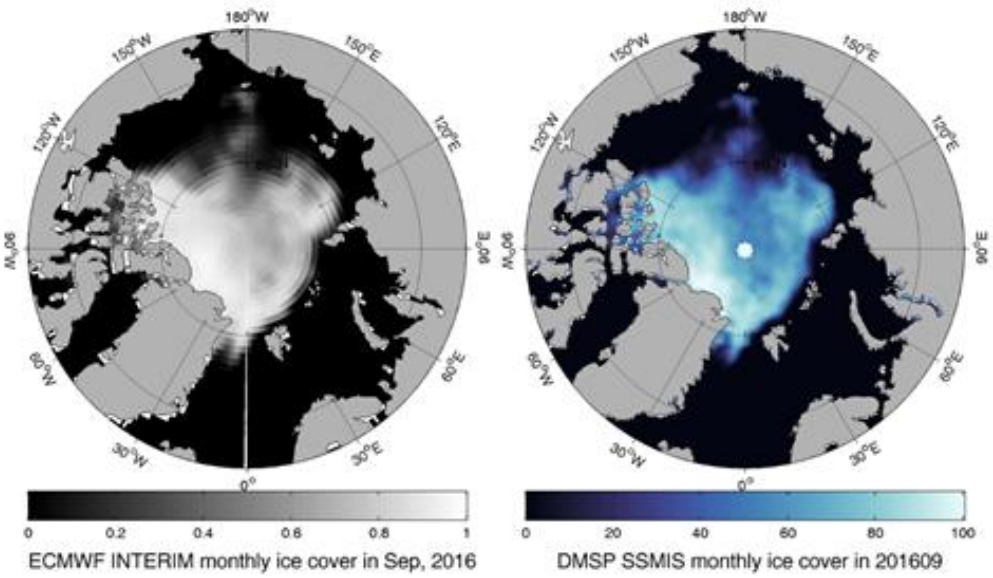


그림 3-1-2. ECMWF(좌)와 SSMIS(우)의 2016년 9월 해빙농도 분포 자료.

- 유빙은 빙판의 가장자리에서 파쇄되어 생성되며 빙판에 비해 해빙농도도 비교적 낮음. Lu and Li (2010)은 상공에서 찍은 영상자료를 기반으로 유빙 탐지 알고리즘을 개발하였는데, 이 과정에 있어 유빙 영상자료와 해빙농도자료를 함께 비교하였음. 그림 3-2-3는 해빙농도에 따른 다양한 해빙의 외형을 나열하고 있는데, 여기서 본 연구 대상에서 고려할 항목은 (b)와 (e)에 해당되며 그림 3-2-4에서 약 75% 이하의 해빙농도를 가짐 (C1 기준). 해빙농도가 낮은 순으로 나열하면 (d)-(b)-(e)-(f)-(a)-(c)(0%-18%-73%-79%-80%-100%)이며 결과적으로 고착빙(fast ice)으로부터 유빙이 생성되는 임계값은 약 80%인 것으로 추정됨.

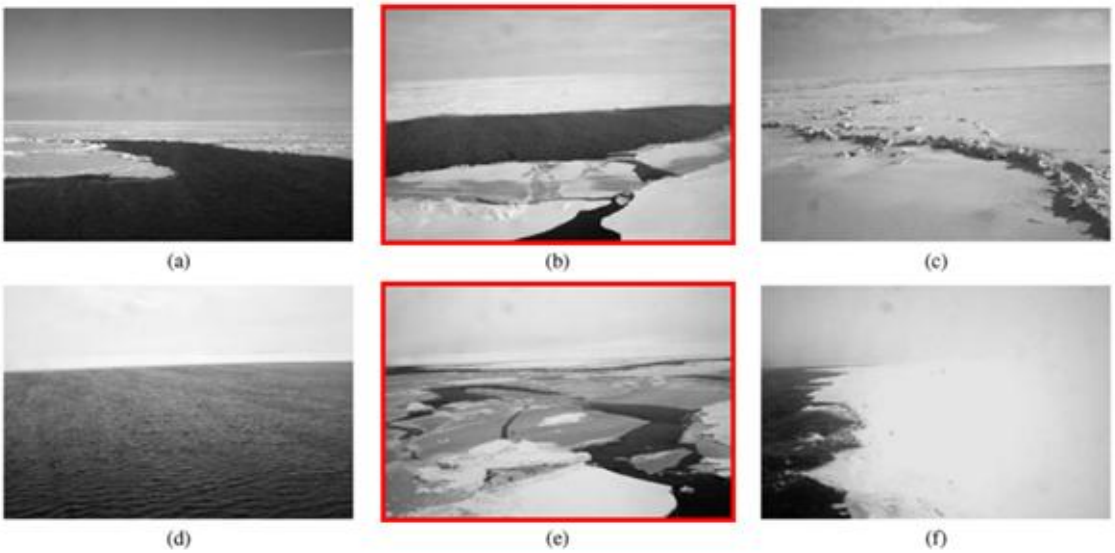


그림 3-1-3. 해빙의 타입별 영상자료(Lu and Li, 2010).

KOPRI
극지연구소

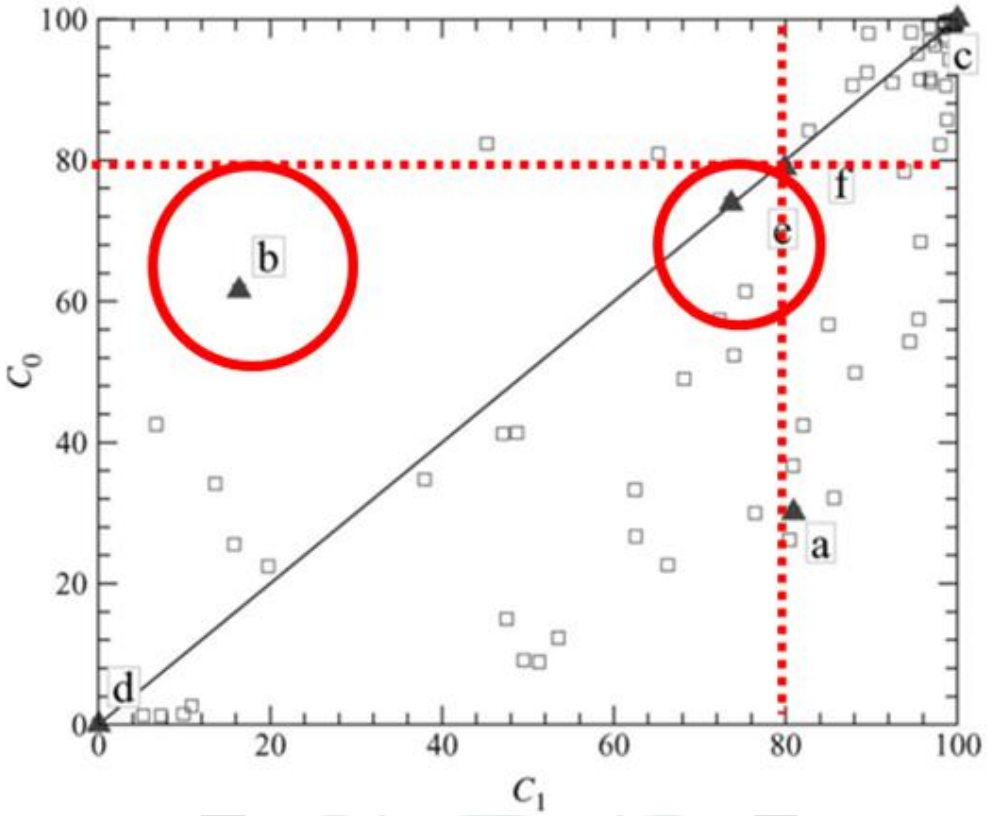


그림 3-1-4. 경사항공사진에서 추출된 해빙농도 비교그래프. a - f는 아래 그림 figure23의 이미지에 해당하며, 실선은 y=x를 나타냄 (Lu and Li, 2010).

- 그림 3-2-5는 유빙의 크기별 빈도를 나타냄. (Lu and Li, 2010)가 획득한 사진 자료에 의거하여 유빙의 크기는 대부분 약 ~50m^{2}에서 존재하며 그 이상은 극소수인 것으로 나타남.

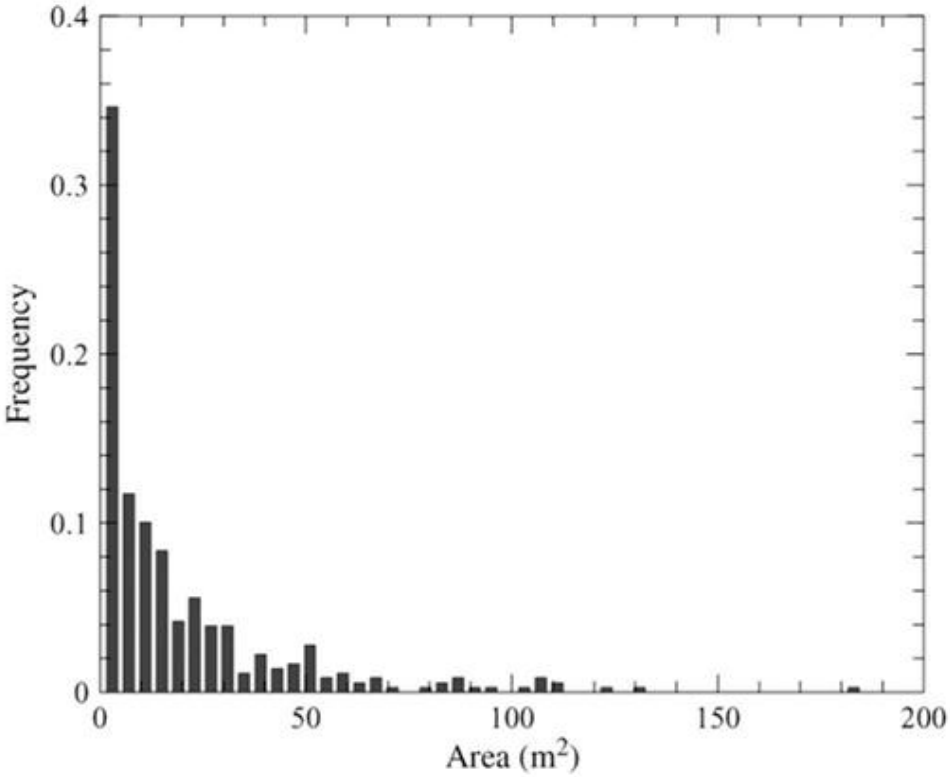


그림 3-1-5. Histogram of the floe area distribution (Lu and Li, 2010).

극지연구소

○ 알고리즘 검증 및 개선을 위한 ITP (Ice-Tethered Profiler) 자료

- 빙체에 코어를 뚫어 시간에 따른 위치와 수심별 수온, 밀도를 관측하는 기기.

- 해상에서 표류하는 해빙의 움직임을 그대로 반영하기 때문에 해빙 추적 시뮬레이션의 검증자료로 사용 가능.

2. 해빙/유빙 추적 모델 구축

○ 해수면에 부유해있는 유빙을 이동하게 하는 주된 요인은 북극해의 해류와 바람, 두 가지로 상정하여 북극해 유빙 이동 궤적을 모의함.

○ 모의된 결과는 상기한 ITP 자료와 비교하여 정확도를 검증함.

○ HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM)

- 본 과업에서는 유빙의 이동 거리를 계산하기 위한 북극의 유속 구조가 필요하며, 장기적인 유속 자료를 구하기 어려운 북극 환경의 특성상 HYCOM (https://hycom.org/)에서 제공하는 표층 유속 모델 자료를 사용함.

- Navy Coupled Ocean Data Assimilation (NCODA)가 적용된 전 지구 규모의 실시간 해황 정보 자료이며 유속, 수온, 염분 등이 2008년 9월 19일부터 현재까지 제공됨.

- 원시방정식을 사용하는 HYCOM에서 수평해상도는 1/12°인 Arakawa C Grid를, 수직 방향은 혼성격자를 사용하여 대양과 연안을 구분하여 자료를 모의하고, 제공되는 자료의 수직 좌표는 32개의 Levitus 표준 수심에 의한 자료이며 본 과업에서는 2016년도의 일별 자료를 사용함.

- 자료 동화는 위성을 이용한 표층 수온 및 해표면고도 자료와 CTD, Argo 등의 연직관측자료 등에 의해 이루어짐.

○ 유빙 이동 시뮬레이션에 사용된 자료 및 모델 방법.

- 북극해의 표층 해류는 HYCOM에서 제공하는 일별 표층 유속 자료를 사용함.

- 추가적으로 해류에 의한 유빙의 이동 외에 해수면 위로 드러난 유빙 부분에 작용하는 바람의 외력을 고려하여 이동궤적을 모의하였으며, ECMWF에서 제공하는 일별 바람 자료를 사용함.

- 모의 기간은 2016년 6월 1일부터 10월 31일까지, 153일 간 수행됨.

- 모의 결과의 검증에 사용된 ITP는 총 4가지로, ITP89 (06/01~09/06), ITP97 (10/02~10/31), ITP98 (09/29~10/31), ITP99 (10/01~1031).

KOPRI 극지연구소

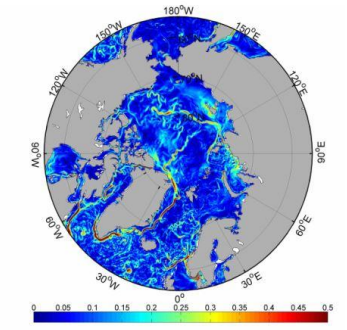


그림 3-1-6. HYCOM에서 제공하는 표층 유속 자료.

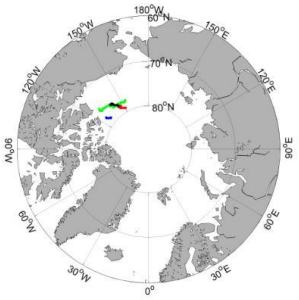


그림 3-1-7. ITP에서 제공하는 유빙의 이동 궤적. 각각 ITP89(녹색), ITP97(적색), ITP98(청색), ITP99(흑색).

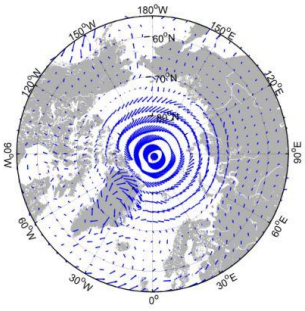


그림 3-1-8. ECMWF에서 제공하는 일별 Wind 자료.

○ 유빙 이동 모델 수행 방법

- 시뮬레이션에는 해류와 바람만 유빙을 이동시키는 것으로 상정함.

- 유빙의 이동을 모의하기 위해 표층 유속을 통한 움직임을 계산하는 방법으로, RK4 scheme을 적용함. 이는 유빙이 표층 유속 성분에 의해 일정 시간만큼 움직인 거리를 계산하여 다음 위치를 설정하는 과정을 일 간격으로 반복하는 방식임. 본 시뮬레이션에서는 표층 해류 성분의 비율을 조정한 뒤에 유빙의 이동 거리를 계산하여 비교 기준이 되는 ITP와 가장 부합하는 해류 성분 비율을 적용함.

- Leeway effect는 해수면 위에 부유해있는 물체에 해상풍이 직접 작용하여 물체를 밀어내는 효과임. 해표면에 작용한 바람은 표층 해류 구조에 영향을 미쳐서 유빙의 이동 궤적에 영향을 주기도 하나 해수면 위로 드러난 유빙의 상부에 직접 작용하기도 함. 본 시뮬레이션에서는 최적화된 결과를 도출하기 위해 바람에 의한 leeway effect를 비율적으로 분배하여 유빙의 이동 궤적을 모의함.

- 이 연구에서는 해류만을 이용하여 유빙의 이동 궤적을 모의한 결과와 바람에 의한 leeway effect를 고려하여 모의한 결과를 비교함.

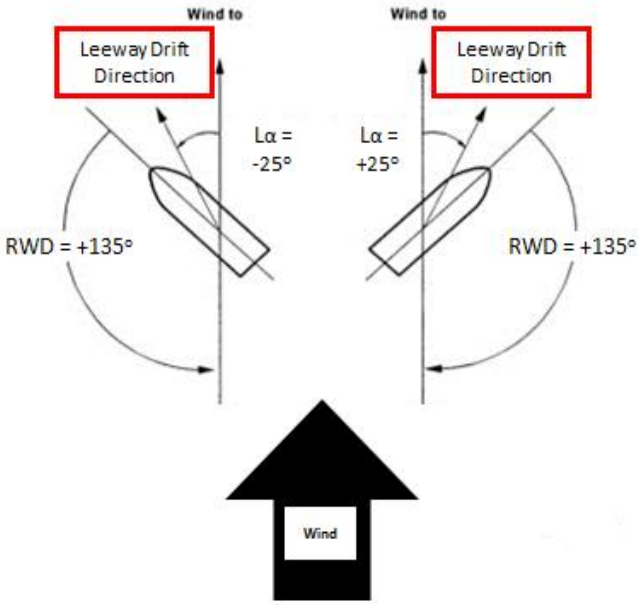


그림 3-1-9. 해수면 위에 부유해 있는 물체에 바람이 작용하여 발생하는 Leeway effect의 개념도.

○ 유빙 이동 모델 수행 결과

- 바람에 대한 영향력을 고려하지 않고 해류만을 통한 유빙의 이동 궤적을 모의한 경우, 기준이 되는 ITP의 위치와 매우 큰 차이를 나타냄.

- 주로 동쪽으로 이동하는 ITP의 이동 양상과는 전혀 다른 궤적을 나타내거나, 아예 유동 자체가 없는 결과가 도출됨.

- 이는 유빙의 이동 궤적을 모의한 기간이 길어지거나 해빙의 분포 구조가 빠르게 변화하는 해역일수록 심화되는 것으로 보임.

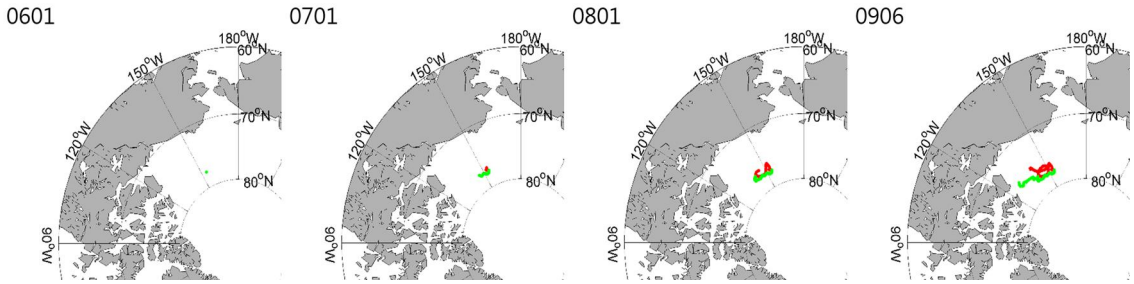


그림 3-1-10. 해류만을 고려한 ITP89 시뮬레이션.

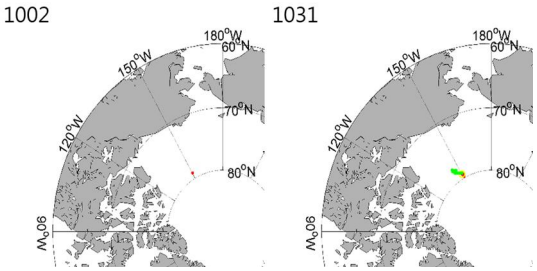


그림 3-1-11. 해류만을 고려한 ITP97 시뮬레이션.

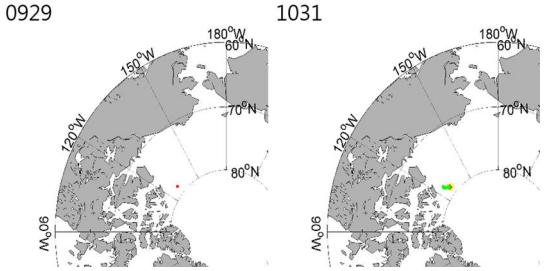


그림 3-1-12. 해류만을 고려한 ITP98 시뮬레이션.

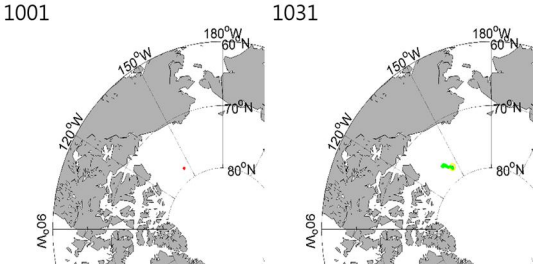


그림 3-1-13. 해류만을 고려한 ITP99 시뮬레이션.

- 바람에 의한 leeway effect를 고려하여 유빙의 이동 궤적을 모의한 경우, 해류만을 고려하였을 때는 나타나지 않던 동쪽으로 이동하는 유빙의 움직임이 비교적 잘 모의되고 있으며 기준이 되는 ITP와 유사한 경로로 이동하는 양상을 나타냄.

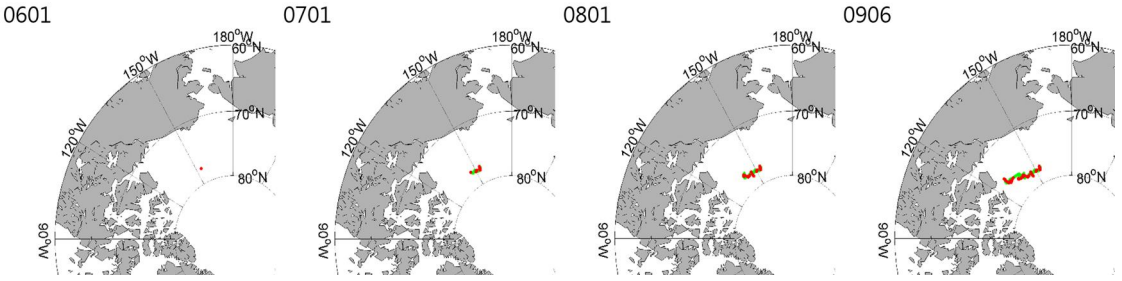


그림 3-1-14. 바람과 해류를 고려한 ITP 89 시뮬레이션.

○ 유빙 이동 모델 수행 결과

- 유빙에 작용하는 해류와 바람의 비율이 시간에 따라 어떻게 변화하는지에 대한 분석을 수행.

- 시간에 따라 해류의 비율은 증가하다가 감소하는 경향이 나타나며, 바람에 의한

leeeway effect의 비율은 감소하다가 증가하는 경향을 나타냄 (그림 3-1-15).

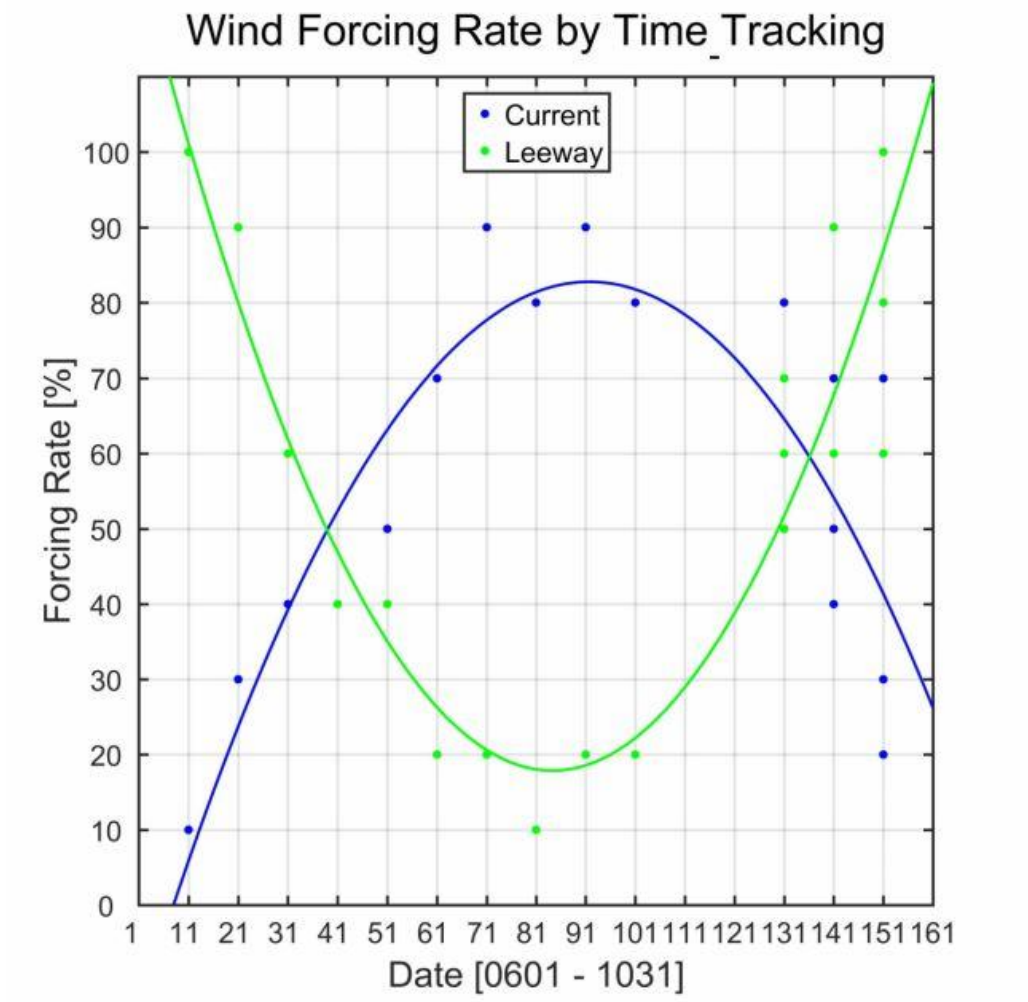


그림 3-1-15. 기준이 되는 ITP의 이동 궤적과 가장 유사하게 운용된 시뮬레이션 결과에 적용된 시간에 따른 바람과 해류의 비율. 해류는 시간에 비례하여 증가하다가 감소, 바람은 감소하다가 증가하는 상반되는 결과를 나타냄.

제 2 절 북극권 다중위성 자료 수집

○ 북극이라는 지역적인 접근제한성으로 현장관측자료를 수집하는 데에 막대한 비용과 노력이 요하는데 다중위성자료를 사용함으로써 시공간적으로 더욱 효율적으로 분석을 수행할 수 있음.

○ 부분적으로 알고리즘 검증에 대해 ITP 관측자료를 사용하는 외에, 해빙/유빙 추적의 입력 값으로 ECMWF ERA-Interim sea ice cover 자료를 사용함.

○ 3차년도 과제에서 최종적으로 해빙/유빙 표류의 장기적인 흐름을 검토함과 동시에 북극해양환경 변화에 어떠한 영향을 주고 받는가를 분석하기 위해 1차년도 과제에서는 클로로필 농도, 표층수온, 해빙농도 자료로 북극 해양환경변화의 장기변동성 검토를 위해 사용함.

○ 세 인자를 분석하기 위한 자료로 SeaWiFS와 MODIS-Aqua, OISST, ECMWF를 확보하였으며, 확보된 자료는 다음과 같음.

1. Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS), MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS-Aqua)

○ NASA의 지구관측시스템(Earth Observing System, EOS) 프로젝트로 1999년 12월에 발사된 Terra 위성에 탑재, 운영을 시작으로 두 번째로 2002년 5월 Aqua 위성에 탑재됨. MODIS는 분광센서로 일반 관측위성과 달리 36개의 광 대역에 이르는 분광 파장 역(가시파장과 적외파장대)에서 자료수집이 가능한 hyper-spectral 센서임.

○ 북극해양의 클로로필 장기변화를 분석하기 위해 사용.

○ MODIS 영상은 36개 채널 중에서 해상도 250~500 m의 3개의 채널을 이용하여 합성함.

○ MODIS 영상합성에 이용되는 3개의 채널은 가시파장대의 Red, Green, Blue 색상의 파장대를 각각 관측한 것으로 이들을 RGB 합성기법으로 처리하면 황사, 적

설, 산불, 해빙과 같은 현상들을 자연색에 가깝게 표현해주므로 MODIS 합성영상에서 이러한 현상들을 보다 용이하게 포착할 수 있을뿐더러 개방-배포됨으로써 높은 접근성을 가짐.

○ 알고리즘은 클로로필의 현장관측 자료와 원격반사도(remote-sensing reflectance, R_{rs})의 청-녹 파장비로부터 경험적으로 산출된 식을 이용하여 해수표면의 클로로필 농도를 mg m^{-3}의 단위로 환산.

○ SeaWiFS와 MODIS-Aqua의 반사도(remote-sensing reflectance) 자료를 이용하여 최신 알고리즘인 OC4v6와 OC3v6를 적용하여 클로로필 농도를 계산함 (O'Reilly *et al.*, 1998; Arrigo and van Dijken, 2011, https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/chlor_a/). 클로로필 농도 계산식은 다음과 같음 (식 3-2-1).

$$log_{10}(chlor_a) = a_0 + \sum_{i=1}^{4} a_i \left(log_{10} \left(\frac{R_{rs}(\lambda_{blue})}{R_{rs}(\lambda_{green})} \right) \right)^i$$

(식 3-2-1)

○ SeaWiFS와 MODIS-Aqua는 설계된 파장값에 근소한 차이가 있기 때문에, SeaWiFS의 경우 청색 파장 입력값으로 443, 490, 510 nm 파장을, 녹색 파장에는 555 nm의 파장을 사용함.

○ MODIS-Aqua의 경우 청색 파장으로 443, 488 nm 파장을, 녹색 파장에는 547 nm의 파장을 사용한다. 경험식에 의한 입력 계수는 다음 표와 같음 (표 3-2-1).

표 3-2-1. SeaWiFS(OC4)와 MODIS-Aqua(OC3M)에 적용되는 알고리즘 내의 입력 계수

	sensor	a0	a1	a2	a3	a4
OC4	SeaWiFS	0.3272	-2.9940	2.7218	-1.2259	-0.5683
OC3M	MODIS	0.2424	-2.7423	1.8017	0.0015	-1.2280

2. Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST)

○ 표층수온자료는 근적외선 밴드를 이용하여 관측하는 과정에서 구름 및 해빙에 의해 자료 손실이 발생하여, 장기 변동을 분석하기 어렵기에 본 연구에서는 NOAA에서 제공하는 OISST(https://www.ncdc.noaa.gov/oisst)를 사용함.

○ 1985년부터 2016년까지의 북극 해양 표층수온의 장기변동성을 분석하고, 클로로필 사용기간에 맞게 설정하여 동일기간 분석에 이용되었음.

○ OISST는 다중 플랫폼(위성, 선박, 부이) 관측 자료로 재구성된 자료로 구름 등에 의한 손실영역을 보상하기 위해 optimum interpolation 과정을 거침.

○ 공간과 시간해상도는 각각 25 km와 일 자료이며, 본 과업에서는 일별 자료를 월 자료로 병합하였고 1985년부터 2016년의 자료를 사용함.

○ OISST는 크게 AVHRR-Only와 AVHRR+AMSR 두가지 성격의 자료를 제공하며 AVHRR-Only는 위성자료를 병합함에 있어서 AVHRR로부터 얻어진 표층수온 자료만을 사용한 것이고, AVHRR+AMSR는 AVHRR과 AMSR모두 존재하는 기간인 2002년부터 2011년까지의 표층수온 자료를 병합하기 때문에, 장기간의 분석을 요하는 본업을 위해 AVHRR-Only 자료를 사용함.

3. National Sea & Ice Data Center (NSIDC) Regional map

○ 북극주변해역은 특히 유라시아, 아메리카 대륙이 만나는 접경지이며 태평양과 대서양의 수괴가 혼합되는 구역임.

○ 따라서 지역별 해양 특성에 차이가 있을 뿐 아니라 장기적 환경 변화도 다르기 때문에, 해역의 클로로필 및 표층수온 자료를 바탕으로 수괴를 분류하여 지역적 변화를 분석할 필요가 있음.

○ 지역별 북극주변해 환경변화를 살펴보기 위해서 National Snow & Ice Data Center에서 제공하는 해역 지도를 사용하였으며 (그림 3-2-1) NetCDF형식으로 제공되고 현재 공식적으로 제공되지 않은 것으로 조사됨 (https://www.arcus.org/sipn/sea-ice-outlook/2016/august/call).

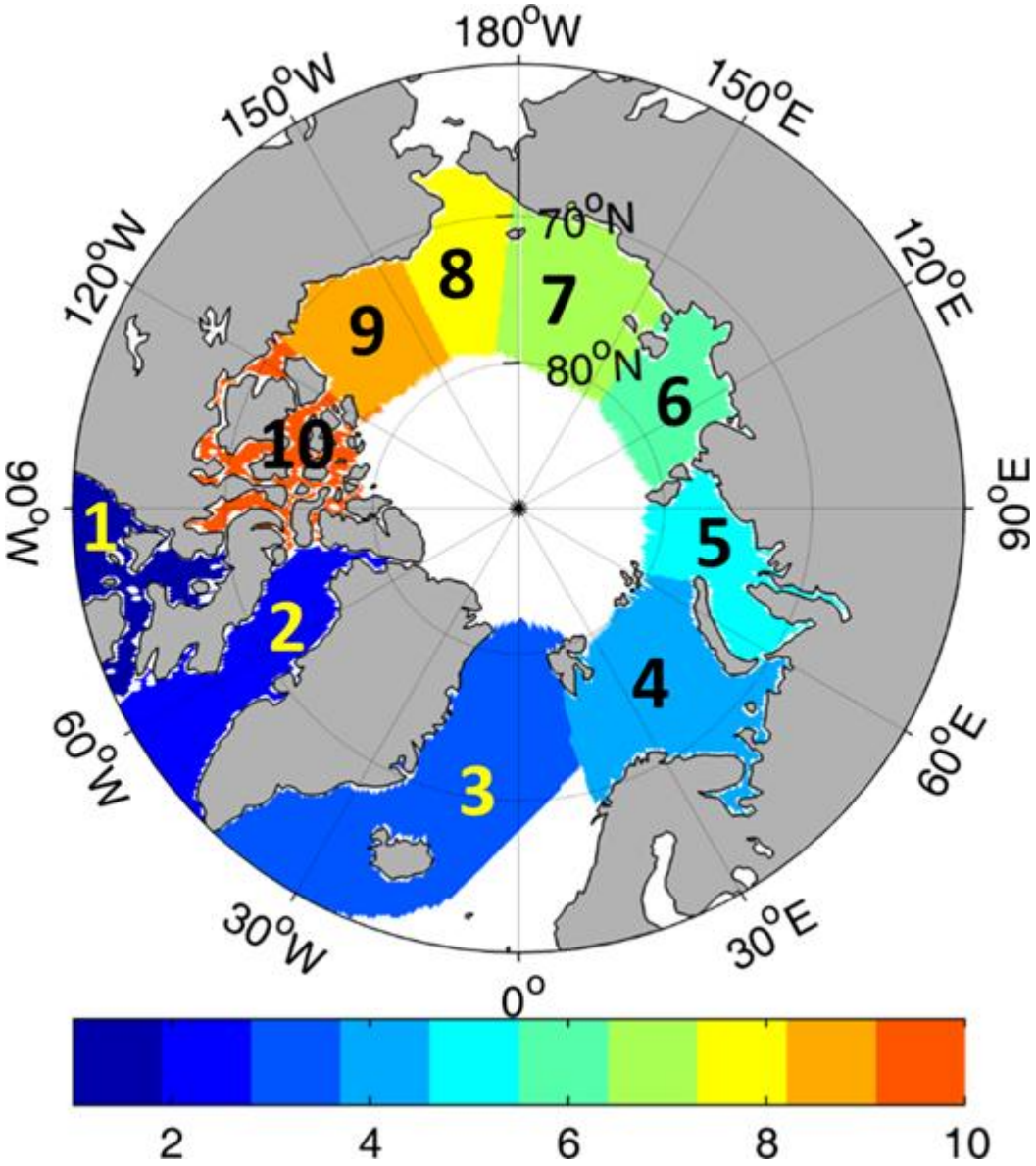


그림 3-2-1. National Snow & Ice Data Center에서 제공하는 해역 지도. 1. 허드슨 만 2. 바핀 만 3. 그린란드 해 4. 바렌츠 해 5. 카라 해 6. 랍테프 해 7. 동시베리아 해 8. 척치 해 9. 보퍼트 해 10. 캐다나 군도.

제 3 절 북극권 해빙/유빙 입자추적 모델 결과

1. 북극해에서 해류 및 바람 비율에 따른 입자추적 모델

○ 시간에 따른 해역별로 다른 이동 경향을 보이는 해빙/유빙을 보다 정확히 구현하기 위해 해역에 따라 시뮬레이션에 대입되는 해류 및 바람이 개별적으로 적용되도록 조정 (그림 3-3-1).

- 북극을 대표하는 두 가지 해류인 Beaufort Gyre와 Transpolar Drift가 존재하는 해역으로 분류.

- 현장관측자료인 ITP를 사용하여 ITP와 모델과의 상관관계를 산출.

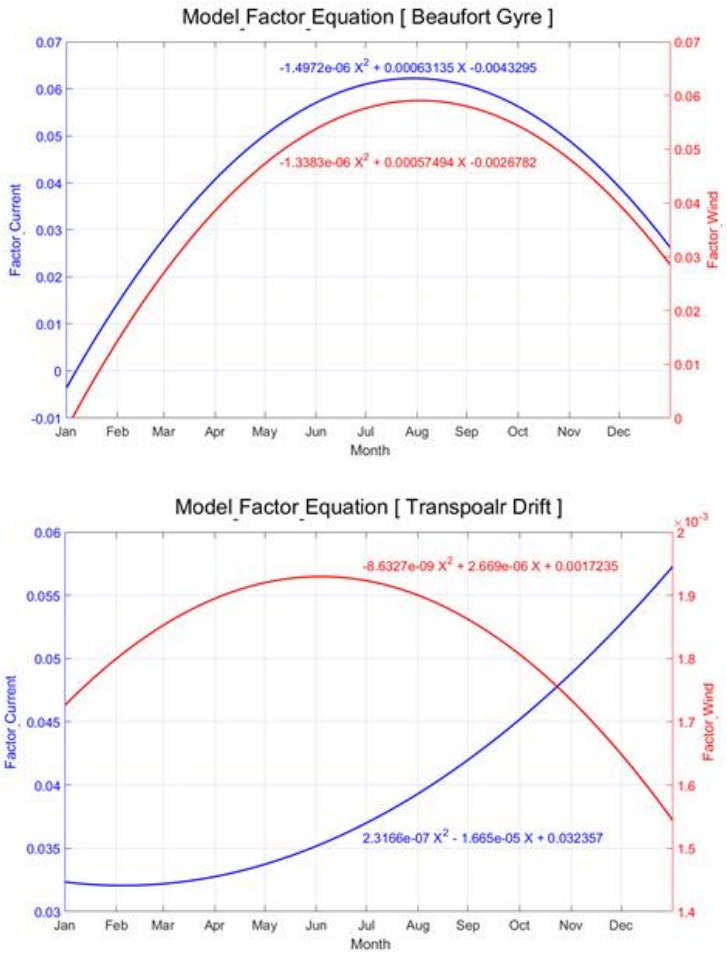


그림 3-3-1. 해역에 따른 연간 해류 및 바람의 적용 비율 변화.

○ 해당 비율을 적용받은 모델 자료를 연 평균하여 북극해에서 일별 입자추적 시뮬레이션을 수행 (그림 3-3-2).

- 입자추적 시뮬레이션에서 북극해의 대표적인 Beaufort Gyre와 Transpolar Drift가 존재하는 해역을 중심으로 시뮬레이션을 수행.

- 입자추적 시뮬레이션 결과 중 Beaufort Gyre를 대상으로 한 해역에서는 평균 0.15 m/s 의 이동속도를 나타냈으며, Transpolar Drift을 대상으로 한 해역에서는 평균 0.04 m/s 의 이동속도를 나타냄

- 캐나다 연안에 접한 보퍼트 해역에 존재하는 Beaufort Gyre의 존재가 시계 방향으로 회전하는 입자의 움직임에 의해 잘 구현되었으며, Transpolar Drift의 움직임은 비교적 적은 것으로 나타남.

- 해당 비율을 적용받은 모델 자료를 기반으로 연도별 입자추적 시뮬레이션을 수행하고, 북극진동지수(AOI; Arctic Oscillation Index)에 따라 해빙/유빙의 움직이는 경향에 대해 분석.

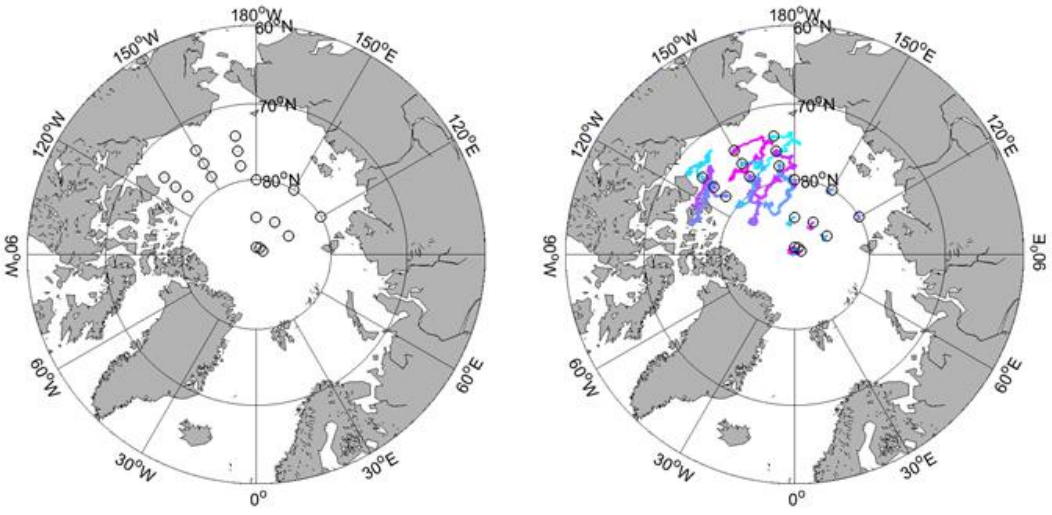


그림 3-3-2. 상기한 비례식을 적용한 모델 자료의 연 평균 일별 입자추적 시뮬레이션.

2. 북극진동지수에 따른 해빙/유빙의 이동 변화

○ 북극진동지수(Arctic Oscillation Index; AOI)는 20°N 이북의 해면기압의 편차를 경험적 직교함수(EOF; Empirical Orthogonal Function) 분석 중 첫 번째 모드로 추출되는 기압 변동 패턴 (Thompson and Wallace, 1998, 2000; Yeh *et al.*, 2012), (그림 3-3-3).

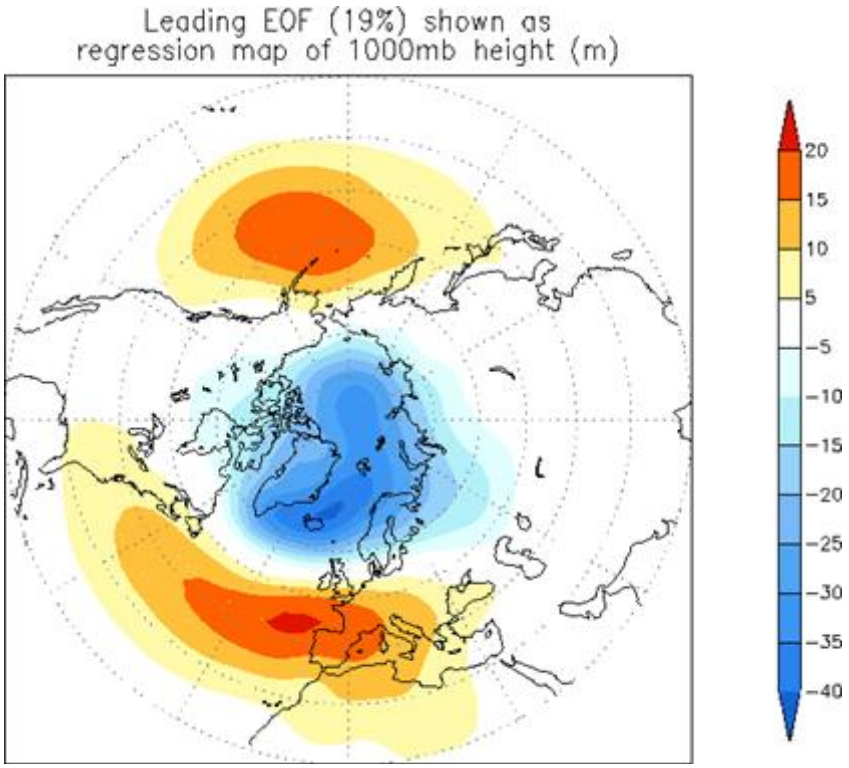


그림 3-3-3. 기압 편차(NOAA).

○ 분석에 사용된 북극진동지수 자료는 NOAA에서 제공하는 것으로, 월 평균 기압장을 사용하여 계절적 cycle 을 제거한 자료.

- 북극진동지수는 북위 45°N를 기준으로 중위도 기압이 북극보다 높으면 Positive, 중위도 기압이 북극보다 낮으면 Negative 의 경향을 나타냄 (그림 3-3-4).

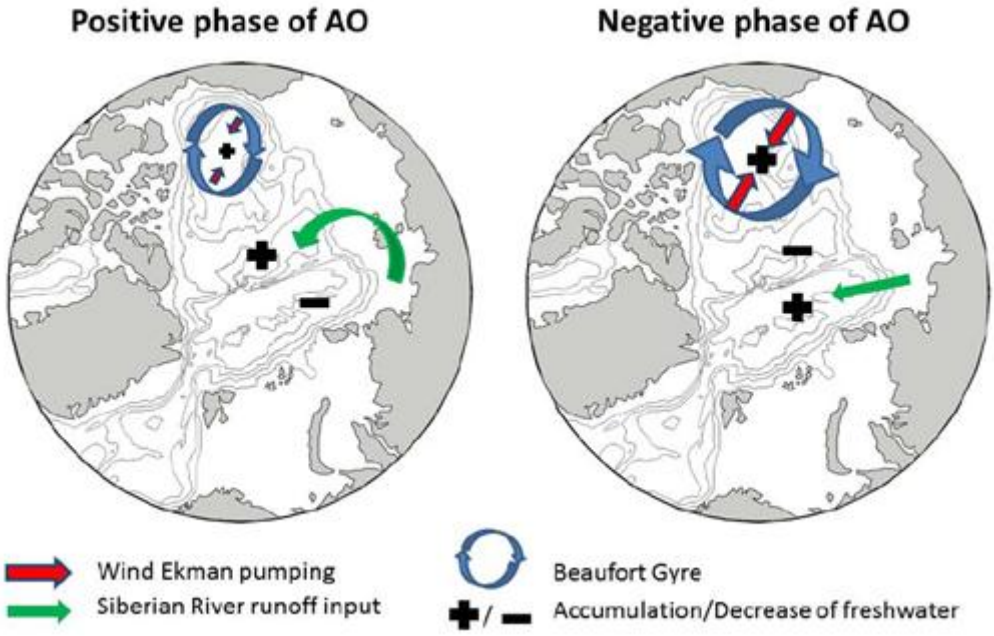


그림 3-3-4. AOI에 따른 보퍼트 자이어 변화 (Bourgain *et al*. 2013).

○ NOAA에서 제공하는 AOI를 기반으로 동계(12월, 1월, 2월)의 월별 평균 AOI를 계산 (그림 3-3-5).

- 연구기간 중 AOI의 동계 평균값 중 가장 높은 Negative를 보이는 연도는 2010년이며, 가장 높은 Positive를 보인 연도는 2017년임. 2016년의 동계 평균 AOI는 편차가 거의 0에 가까운 것으로 나타남.

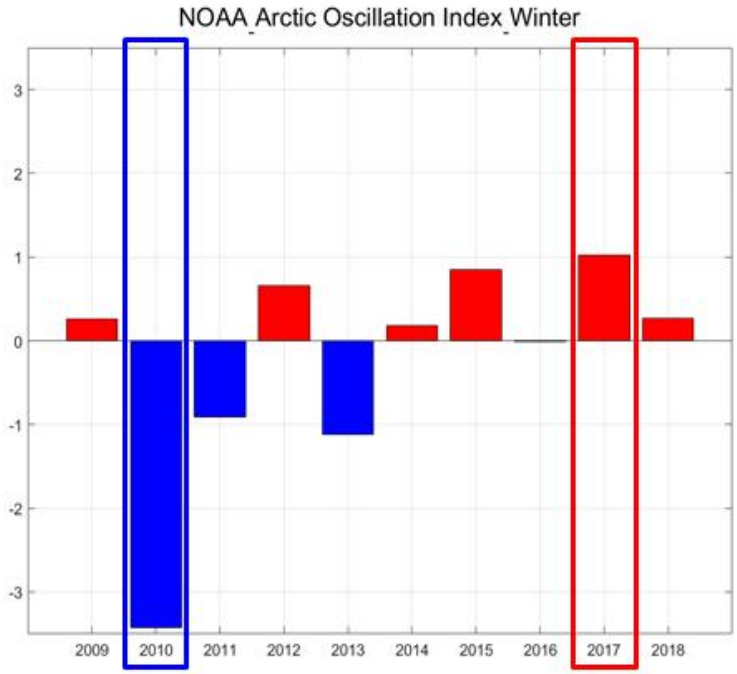


그림 3-3-5. 2010년부터 2018년까지 동계(12,1,2월) 평균 AOI.

○ 연구기간 동안 가장 높은 동계 평균 AOI를 나타낸 2010년과 2017년에 북극해상에 존재한 ITP의 자료를 분석 (그림 3-3-6).

- 동계 평균 AOI 중 가장 높은 Positive를 보인 2017년의 ITP는 하계(7-9월) 동안 0.12 m/s, 동계(1-3월) 동안 0.10m/s를 나타냄.

- 2017년의 Beaufort Gyre 상의 ITP는 Gyre의 이동반경이 비교적 작은 것을 나타냄.

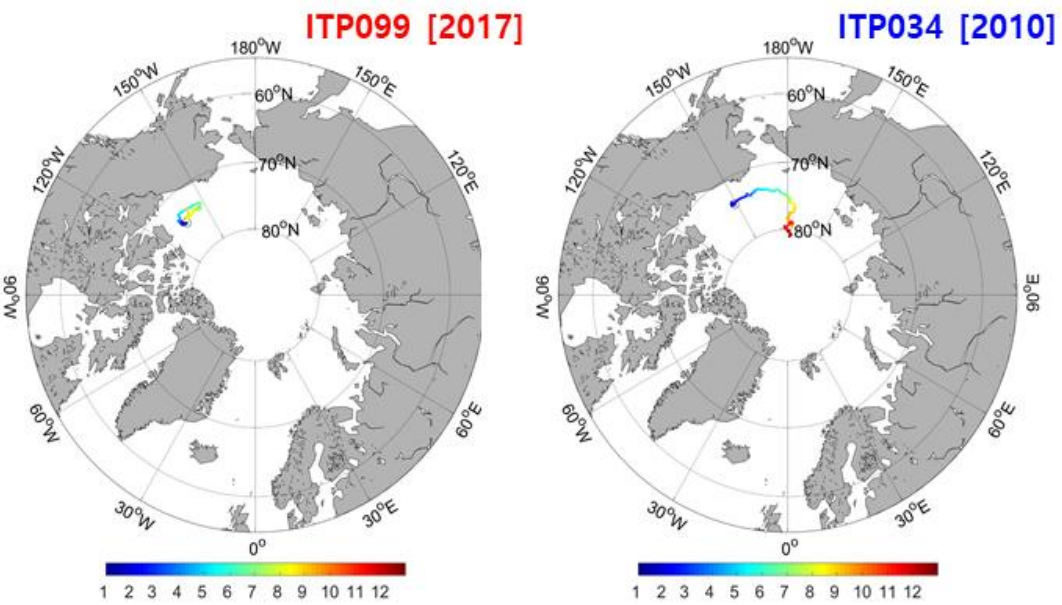


그림 3-3-6. 연구기간 중 동계 평균 최고 AOI를 나타낸 2017년과 최저 AOI를 나타낸 2010년의 ITP.

○ 가장 높은 동계 평균 AOI를 나타낸 2010년과 2017년을 대상으로 보퍼트 해에서 입자추적 시뮬레이션을 수행 (그림 3-3-7).

- 동계 평균 AOI가 최고 Positive를 나타낸 2017년의 경우, 시뮬레이션에서 구현된 보퍼트 해의 해빙/유빙의 이동 속도는 하계에 0.12 m/s, 동계에 0.10 m/s 로 계산되며 보퍼트 해에 존재하는 Beaufort Gyre의 형태가 거의 나타나지 않음.

- 반면 동계 평균 AOI가 최고 Negative를 나타낸 2010년의 경우, 시뮬레이션에서 구현된 보퍼트 해의 해빙/유빙의 이동 속도는 하계에 0.13 m/s, 동계에 0.15 m/s 로 계산되며 보퍼트 해에 존재하는 Beaufort Gyre의 형태가 뚜렷이 나타남.

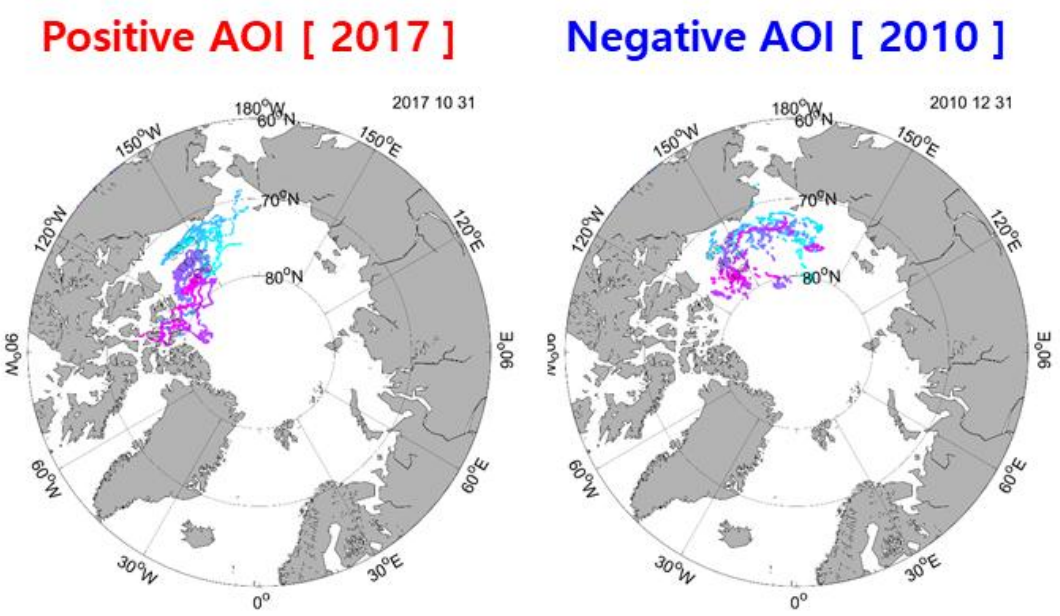


그림 3-3-7. 연구기간 중 동계 평균 최고 AOI를 나타낸 2017년 및 최저 AOI를 나타낸 2010년의 1월 1일부터 12월 31일까지의 입자추적 시뮬레이션 결과.

○ 동계 평균 AOI가 가장 0에 가까운 2016년을 기준으로 하여 AOI가 최대 Positive/Negative로 나타난 두 연도의 시뮬레이션 결과를 비교 (그림 3-3-8).

- Beaufort Gyre가 존재하는 보퍼트 해에서 수행된 입자추적 시뮬레이션의 결과에서, 동계 평균 AOI가 가장 0에 가까운 2016년의 경우 Beaufort Gyre 내의 이동속도는 평균 0.12 m/s, Beaufort Gyre 가장자리의 이동속도는 평균 0.17 m/s로 계산됨.

- Beaufort Gyre가 존재하는 보퍼트 해에서 수행된 입자추적 시뮬레이션의 결과에서, 동계 평균 AOI가 가장 큰 Positive를 나타낸 2017년의 경우 Beaufort Gyre 내의 이동속도는 평균 0.11 m/s, Beaufort Gyre 가장자리의 이동속도는 평균 0.13 m/s로 계산됨.

- Beaufort Gyre가 존재하는 보퍼트 해에서 수행된 입자추적 시뮬레이션의 결과에서, 동계 평균 AOI가 가장 큰 Negative를 나타낸 2010년의 경우 Beaufort Gyre 내의 이동속도는 평균 0.13 m/s, Beaufort Gyre 가장자리의 이동속도는 평균 0.20 m/s로 계산됨.

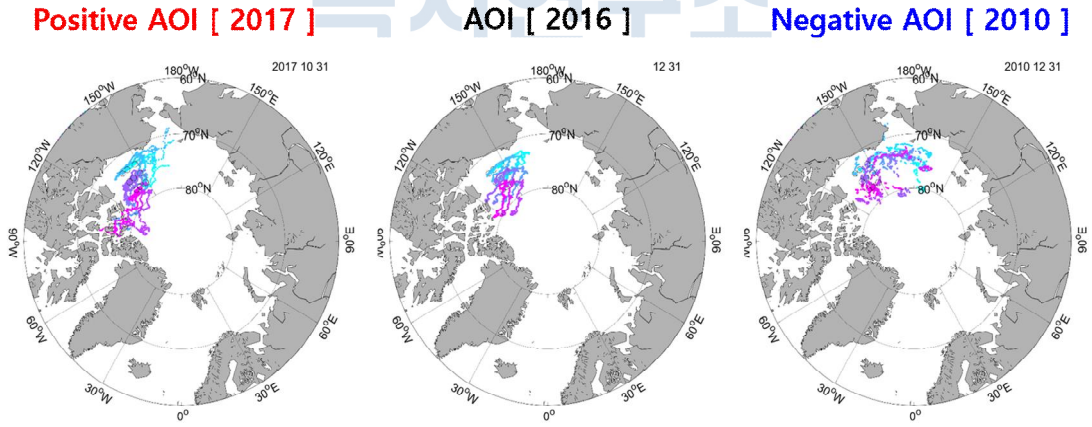


그림 3-3-8. 연구기간 중 동계 평균 최고 AOI를 나타낸 2017년과 최저 AOI를 나타낸 2010년 및 연구기간 중 AOI가 0인 2016년에 대한 입자추적 시뮬레이션의 시범적 수행.

○ AOI 경향에 따른 Beaufort Gyre / Transpolar Drift에서의 해빙/유빙의 이동 경향 차이를 분석하기 위해 북극해 전체에서의 입자추적 시뮬레이션 수행 (그림 3-3-9).

- 동계 평균 AOI가 가장 큰 Positive를 나타낸 2017년의 경우 시뮬레이션 결과에서 Beaufort Gyre의 움직임이 매우 둔화되었으며 시뮬레이션에서 구현된 해빙/유빙의 대부분이 극지방을 향해 움직임. Transpolar Drift가 움직이는 경로 상에 존재하는 해빙/유빙의 움직임은 평균 0.01 m/s 이하의 이동속도로 계산됨.

- 동계 평균 AOI가 가장 큰 Negative를 나타낸 2010년의 경우 시뮬레이션 결과에서 Beaufort Gyre의 움직임이 뚜렷하며 Gyre의 내부보다 가장자리로 추정되는 부분에서 활발한 움직임을 나타냄. Transpolar Drift가 움직이는 경로 상에 존재하는 해빙/유빙은 극점을 향해 평균 0.06 m/s로 이동하는 것으로 계산됨.

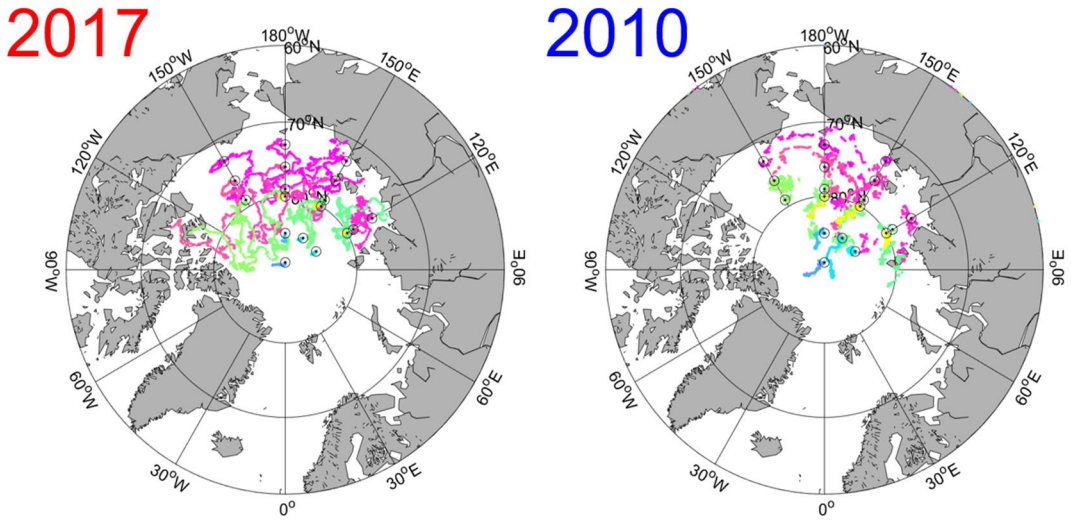


그림 3-3-9. 연구기간 중 동계 평균 최고 AOI를 나타낸 2017년과 최저 AOI를 나타낸 2010년 에 대한 입자추적 시뮬레이션 결과.

3. 해빙/유빙 이동과 외부 요인들의 상관관계

○ 이전 연구들과 다르게 전 기간을 모델 자료를 통해 입자추적 시뮬레이션을 수행하지 않고 해빙의 움직임(Sea Ice Drift)을 관측하는 위성 자료인 OSISAF (Ocean and Sea Ice SAF) 자료를 활용 (그림 3-3-10).

○ OSISAF 자료는 하계(5-9월)를 제외한 기간(1-4월, 10-12월)에만 제공되므로 (2017년과 2018년은 하계 자료도 제공), OSISAF의 sea ice drift 자료가 없는 기간 동안의 해빙의 움직임은 모델 자료를 활용하여 재구성함.

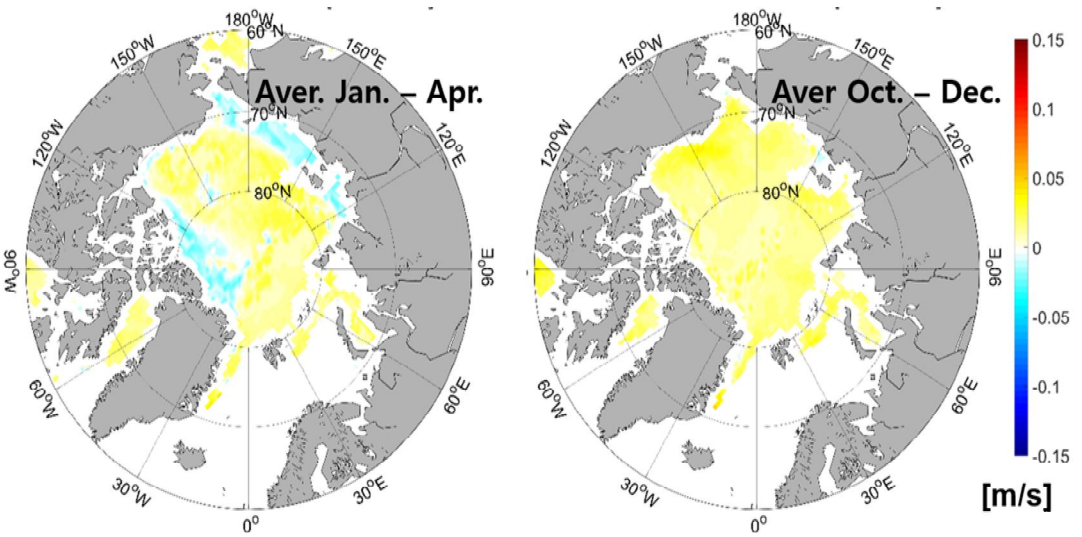


그림 3-3-10. 모델 자료를 활용해서 만든 재구축 해빙/유빙 이동장과 OSISAF에서 제공하는 sea ice drift 자료와의 상관관계.

○ 재구성한 1-4월의 Sea ice drift 자료는 OSISAF의 자료와 비교했을 때, 평균 0.030 ± 0.027 m/s 의 차이를 나타냈으며, 10-12월의 자료는 평균 0.010 ± 0.007 m/s 정도의 차이가 나타남.

○ OSISAF에서 제공하는 sea ice drift 자료와 모델 및 재분석 자료를 활용하여 재구성된 sea ice drift 자료를 기반으로 하여 해빙을 대상으로 2009년부터 2018년까지 일별 입자추적 시뮬레이션을 수행함.

- 극점에서의 움직임은 해류 및 바람에 의한 영향보다는 군집으로 이동하는 해빙의 움직임에 의해 이동하므로 시뮬레이션 결과가 부적절할 것으로 판단, 2017년과

2018년의 OSISAF 하계 자료를 사용한 입자추적 시뮬레이션의 결과를 합성함.

○ 입자추적 시뮬레이션 결과 중 각 연도별로 입자가 어느 해역에서 많이 움직였나 보기 위해 입자가 움직인 해역에서의 누적 입자 수 계산 (그림 3-3-11).

- 연구기간 전반부인 2010년부터 2012년까지는 대부분의 해빙이 뷰포트 해 및 동시베리아 해에 존재하며, 뷰포트 해에서 이동하는 해빙은 뷰포트 gyre의 형상을 나타내며 이동하는 양상을 보임.

- 이후 2013년과 2014년은 대부분의 해빙이 뷰포트 해 및 동시베리아 해의 외해보다는 캐나다 연안 쪽에 많이 분포하는 양상을 보임.

- 연구기간 후반부인 2015년부터 2018년까지는 연안보다는 뷰포트 해역으로 대부분의 해빙이 집중됨.

KOPRI
극지연구소

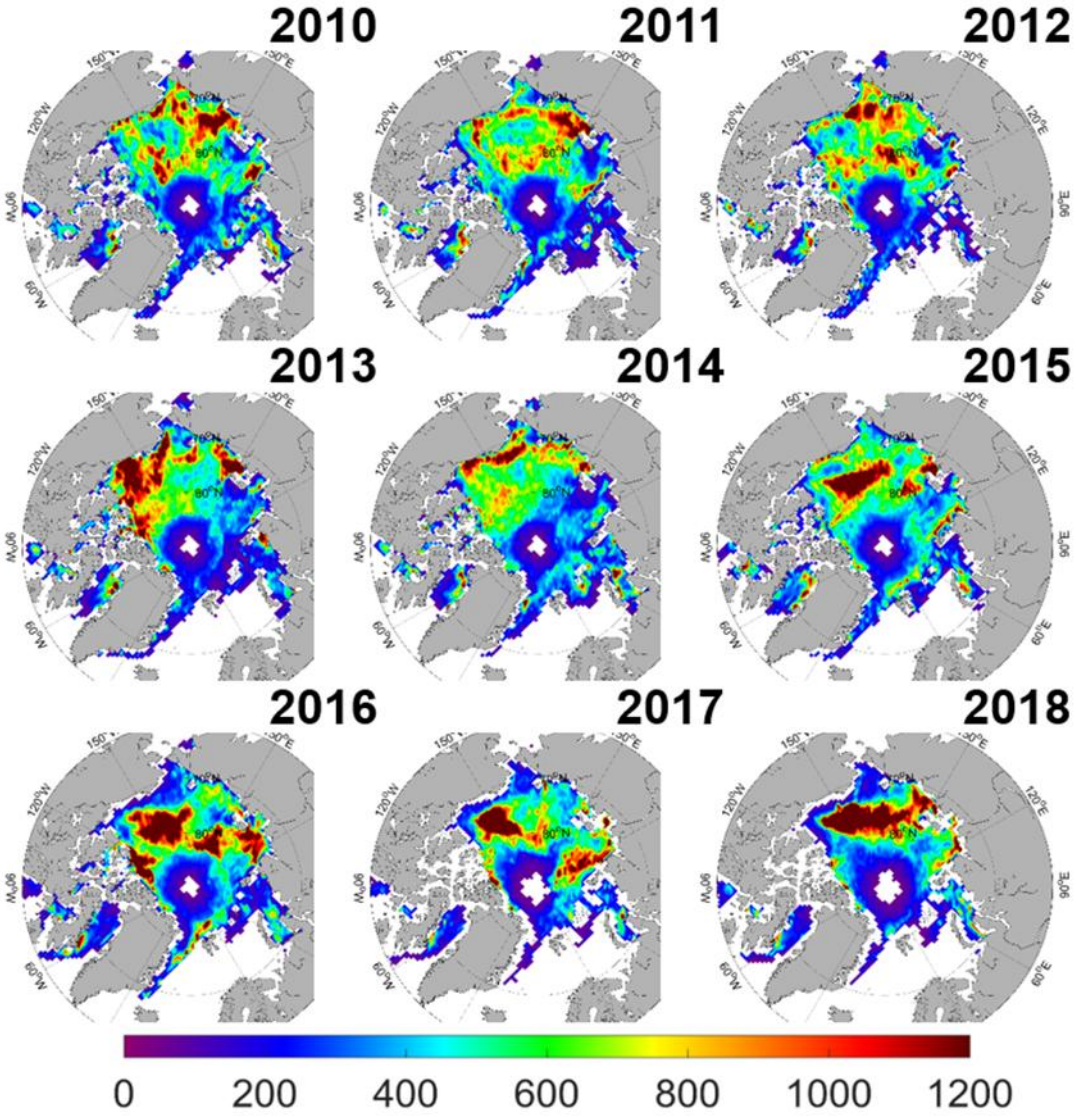


그림 3-3-11. 재구축한 해빙/유빙 이동장 자료를 활용한 입자추적 시뮬레이션에서 구현된 해빙/유빙의 연도별 누적 분포.

○ 입자추적 시뮬레이션 결과 중 각 연도별로 입자가 얼마나 빨리 움직였나 보기 위해 입자가 움직인 해역에서의 평균 이동속도 계산 (그림 3-3-12).

- 2010년부터 2012년까지의 해빙의 이동속도는 평균 0.05m/s 이하의 이동속도를 보임.

- 2013년은 뷰포트 해에서 동시베리아 해에 이르는 해역에서 연안 및 외해에 0.075m/s 이상의 이동속도가 나타남. 특히 뷰포트 해의 캐나다 연안에서 0.08 m/s 이상의 이동속도를 보임.

- 2014년부터 2018년의 해빙의 이동속도는 연안보다 외해 쪽에서 해빙의 이동속도가 빠른 경향을 보이며, 특히 뷰포트 해역에서의 이동속도가 빠르게 나타남.

KOPRI
극지연구소

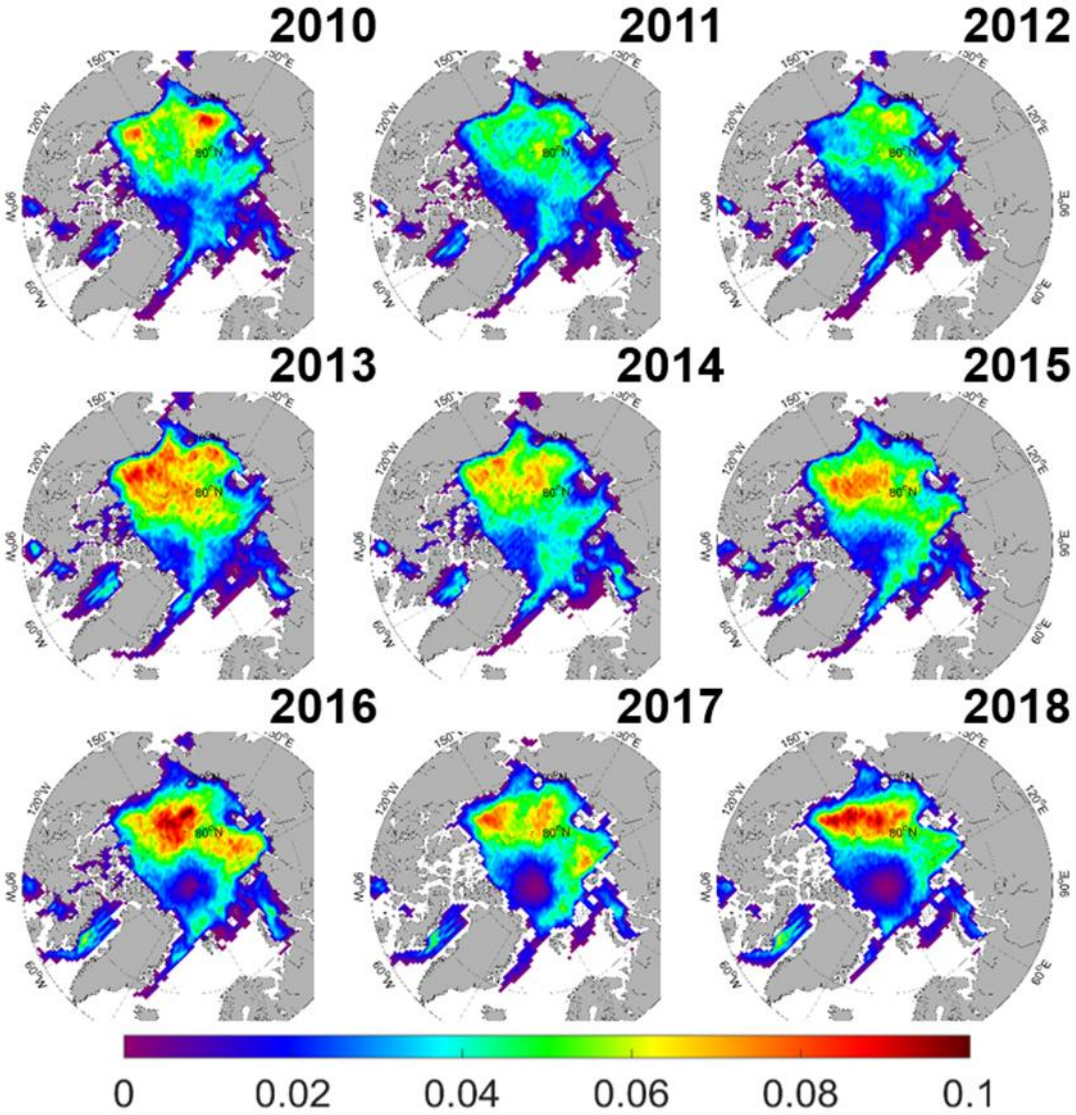


그림 3-3-12. 재구축한 해빙/유빙 이동장 자료를 활용한 입자추적 시뮬레이션에서 구현된 해빙/유빙의 연도별 평균 이동속도.

○ 입자추적 시뮬레이션에서 나타난 입자 누적 수와 평균 이동속도에서 나타난 해빙의 이동 경향 분석 (그림 3-3-13).

- 캐나다 연안에서 해빙의 분포가 점점 줄어드는 경향을 보이며, 동시베리아 해의 연안 또한 해빙이 감소하는 경향을 나타냄.

- 뷰포트 해에서 동시베리아 해에 이르는 해역에서는 해빙의 분포 및 평균 이동속도가 증가하는 경향을 보임. 그 외에 랍테프 해에서 그린란드 동쪽 프람 해협으로 이동하는 Transpolar Drift가 지나는 해역에서의 해빙 또한 증가하고 이동속도가 빨라지는 경향을 보임.

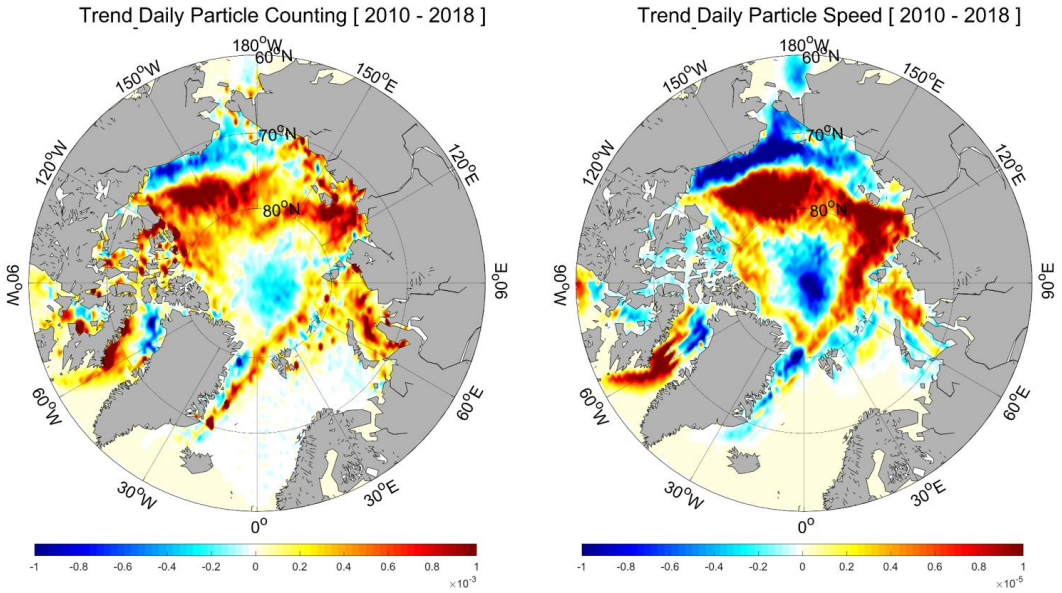


그림 3-3-13. 해빙/유빙의 누적 분포의 변화(좌)와 평균 이동속도 변화(우).

○ 입자추적 시뮬레이션에서 나타난 해빙의 일별 평균 이동속도와 기온과의 상관관계 계산 (그림 3-3-14).

- 기온의 경우 태평양에서 북극해로 해류가 유입되는 척치 해에서는 기온이 낮을수록 해빙/유빙의 이동속도가 빨라지는 경향이 나타남.

- 극점 인근에서는 대부분의 연도에 기온이 높을수록 해빙/유빙이 빨라지는 경향을 보임.

- 2013-2016년에는 뷰포트 해역의 캐나다 쪽 연안에서 기온이 빠를수록 해빙/유빙이 빨라짐.

KOPRI
극지연구소

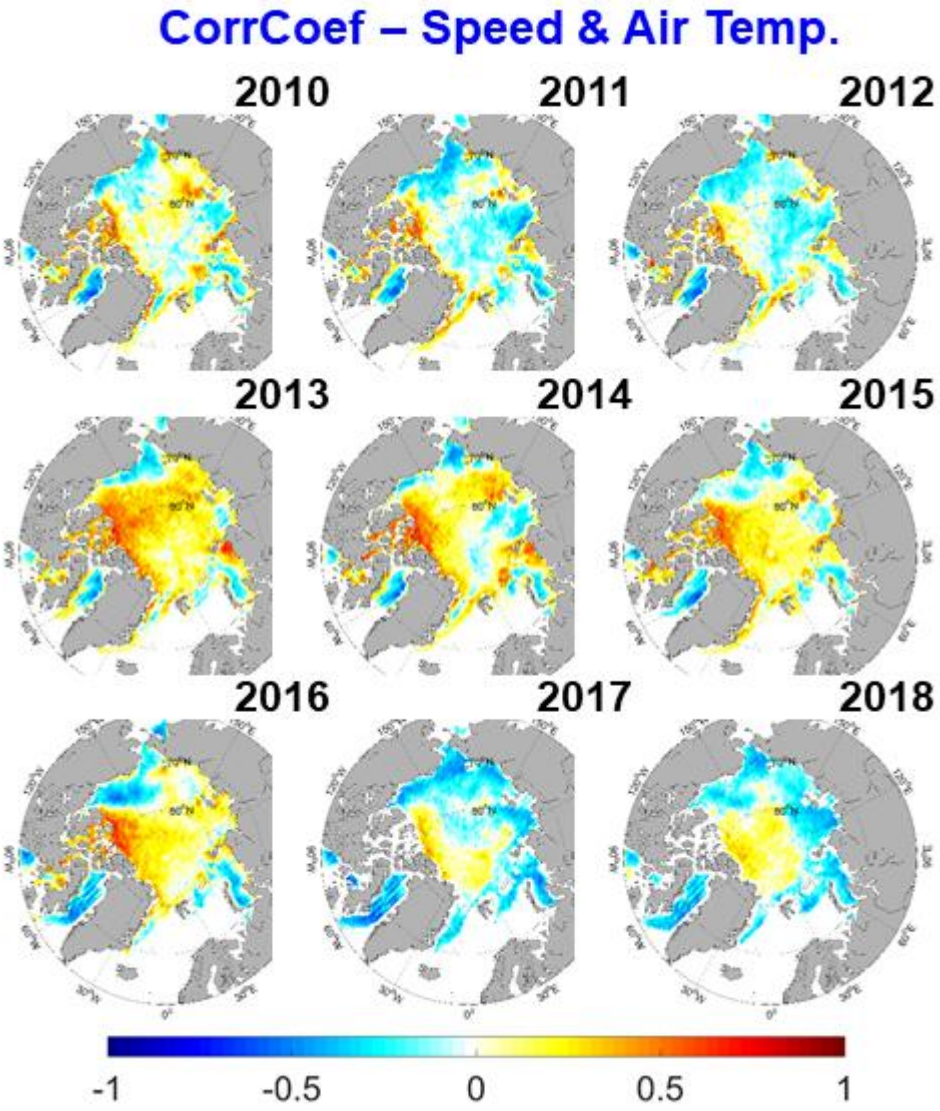


그림 3-3-14. 해빙/유빙의 평균 이동속도와 기온의 상관관계.

○ 입자추적 시뮬레이션의 결과와 비교하기 위해 해빙 밀도의 변화 경향 분석 (그림 3-3-15).

- 북극해의 해빙 밀도는 전체적으로 감소하는 경향을 보이지만, 캐나다 인근 군도 해역과 랍테프 해역에서 증가하는 경향이 나타남.

- 특히, 태평양에서 북극해로 해류가 유입되는 척치 해와, 북극해에서 그린란드 동쪽 프람 해협을 통해 대서양으로 흐르는 Transpolar Drift가 이동하는 해역에서 해빙 밀도가 가장 크게 감소.

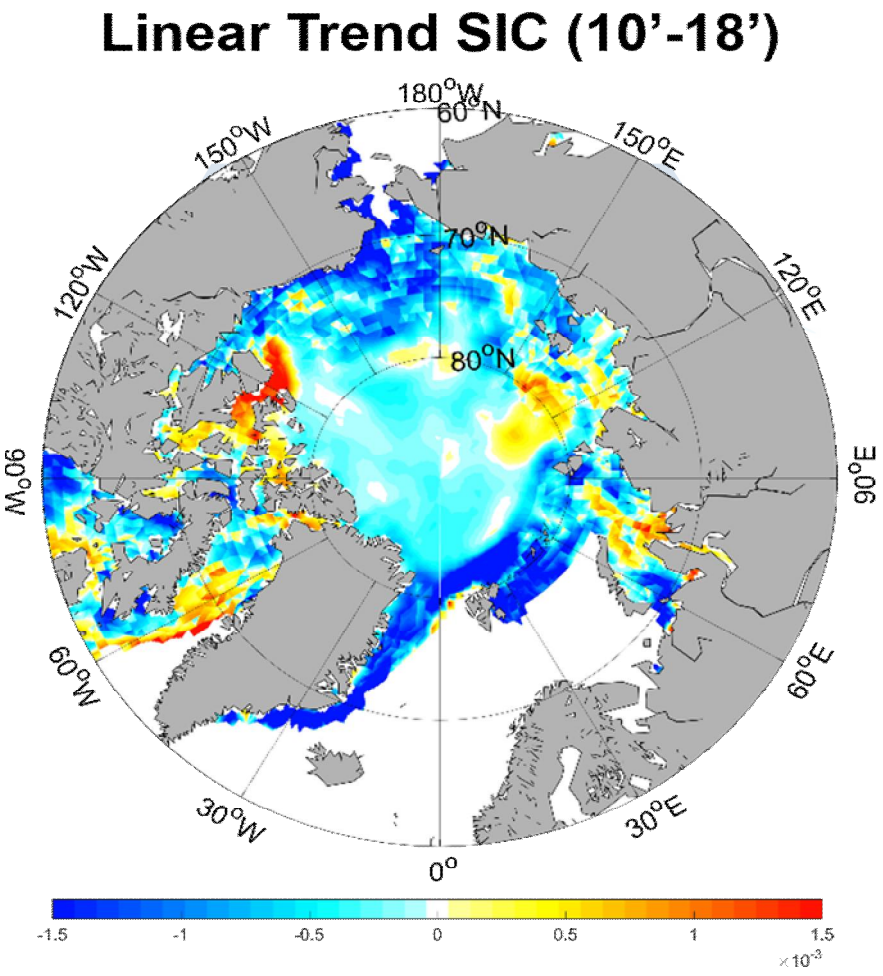


그림 3-3-15. 해빙 밀도의 일별 변화 경향.

○ 연구기간인 2010년부터 2018년까지 월별 해빙 밀도 자료를 기준으로 월별 해빙 면적 산출 (그림 3-3-16).

- 해빙 밀도는 4월에 가장 높은 밀도를 보이고, 6월-8월에 가장 낮은 밀도를 나타냄.

- 해빙 면적은 3월과 4월에 가장 큰 값을 보이고, 9월에 가장 적은 값을 나타냄.

- 해빙 밀도가 가장 낮은 연도는 2016년, 해빙 면적이 가장 적은 연도는 2012년으로 나타남.

- Zhang *et al.*(2013) 또한 2012년의 해빙/유빙의 면적이 가장 감소한 시기로 언급하고 있으며, Cullather *et al.*(2016)에 의하면 2016년은 북극의 온도가 가장 높은 해로 나타남.

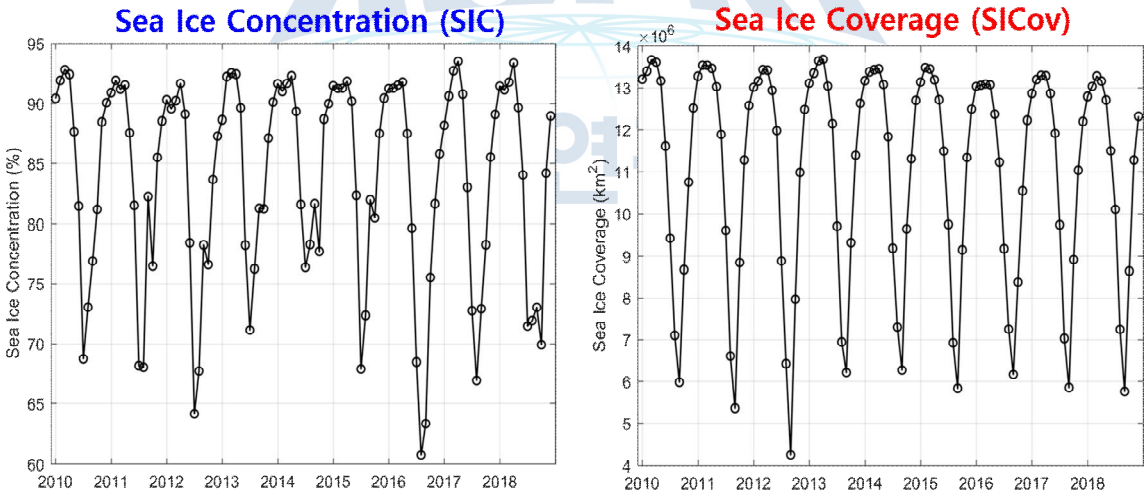


그림 3-3-16. 해빙 밀도와 해빙 면적의 월별 변화.

○ 월별 해빙 밀도 자료를 Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis를 통해 공간적인 변화 양상 분석 (그림 3-3-17).

- 16%를 차지하는 EOF mode 1에서 뷰포트 해역 및 카라 해에서 강한 양의 신호가 나타남.

- 추출된 EOF mode 1의 벡터 신호에서 2013년과 2014년은 양의 경향을 보이며, 해당연도에는 해빙밀도가 증가했음이 나타남.

- 그와 반대로 2012년과 2016년은 음의 경향을 보이며, 해빙 밀도가 감소했음을 나타냄.

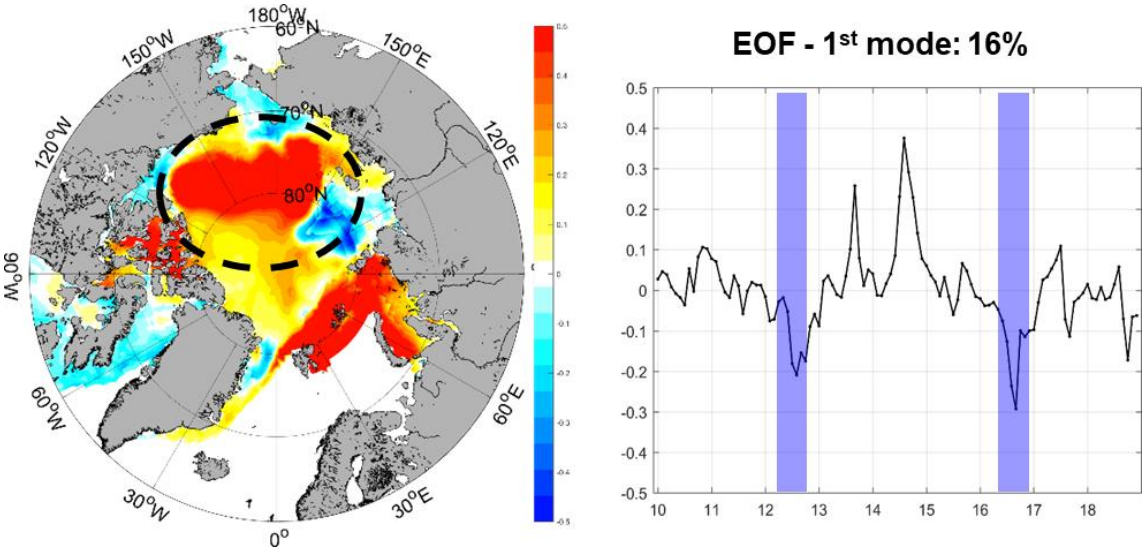


그림 3-3-17. EOF 분석에서 나타난 mode 1에서의 해빙 밀도 월 변화.

○ EOF 및 K-mean 분석 기법을 통해 뷰포트 해에서 관측된 해빙 밀도를 2012년을 기준으로 분리하여 증감 계산 (그림 3-3-18, 표 3-3-1).

- 해빙 밀도는 연구기간을 2012년을 기준으로 분류하여 봤을 때, 두 기간 모두 해빙 밀도가 감소하고 있는 경향을 나타냄. 또한 2010-2012년 동안 감소한 해빙 밀도가 2013-2018년 동안 감소한 해빙 밀도보다 더 높음.

- 15% 이하의 해빙 밀도를 보이는 영역을 적색, 15-80%의 해빙 밀도의 영역을 녹색, 80% 이상의 해빙밀도를 보이는 영역을 청색으로 나타내고, 해빙 밀도에 따른 연도별 영역 변화를 도식화함.

- 2012년에는 80% 이상의 해빙 밀도 영역이 급격히 줄어들었으며, 15% 이하의 해빙 밀도 영역이 급격히 증가.

- 2010-2012년 동안 나타나는 80% 이상의 해빙 밀도 영역이 큰 폭으로 감소.

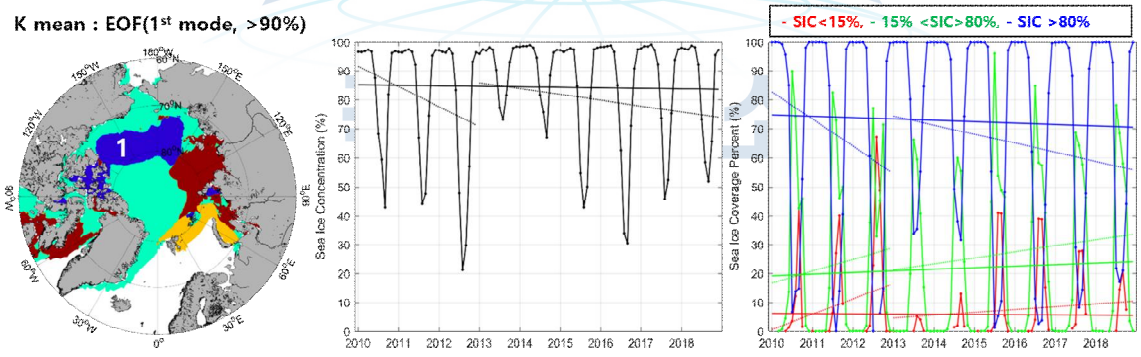


그림 3-3-18. K-mean 분석을 통한 뷰포트 해역에서의 해빙밀도 및 해빙 면적의 변화.

표 3-3-1. 전체 및 전·후반 기간 동안 해빙 밀도 및 해빙 면적 변화

	Sea Ice Concentration(%)			Sea Ice Coverage Percent(%)								
				SIC<15%			15%<SIC<80%			SIC>80%		
Slope	10`-18`	10`-12`	13`-18`	10`-18`	10`-12`	13`-18`	10`-18`	10`-12`	13`-18`	10`-18`	10`-12`	13`-18`
1	-0.015	-0.580	-0.168	-0.006	0.440	0.083	0.045	0.339	0.175	-0.039	-0.779	-0.258

○ 입자추적 시뮬레이션에서 나타난 해빙/유빙의 이동속도와 해빙 밀도 간의 연도별 상관관계 계산.

- 2010-2012년에는 북극해의 극점 인근 해역에서는 상관관계가 음의 값을 보이며 비교적 낮은 경향을 보임. 이후 2013-2018년에는 극점 인근에서 양의 상관관계가 나타남.

- 북극해의 해빙이 존재하는 해역 중 연안에서의 상관관계가 높게 나타남. 특히 태평양과의 통로인 척치 해에서 지속적인 음의 상관관계를 보임.

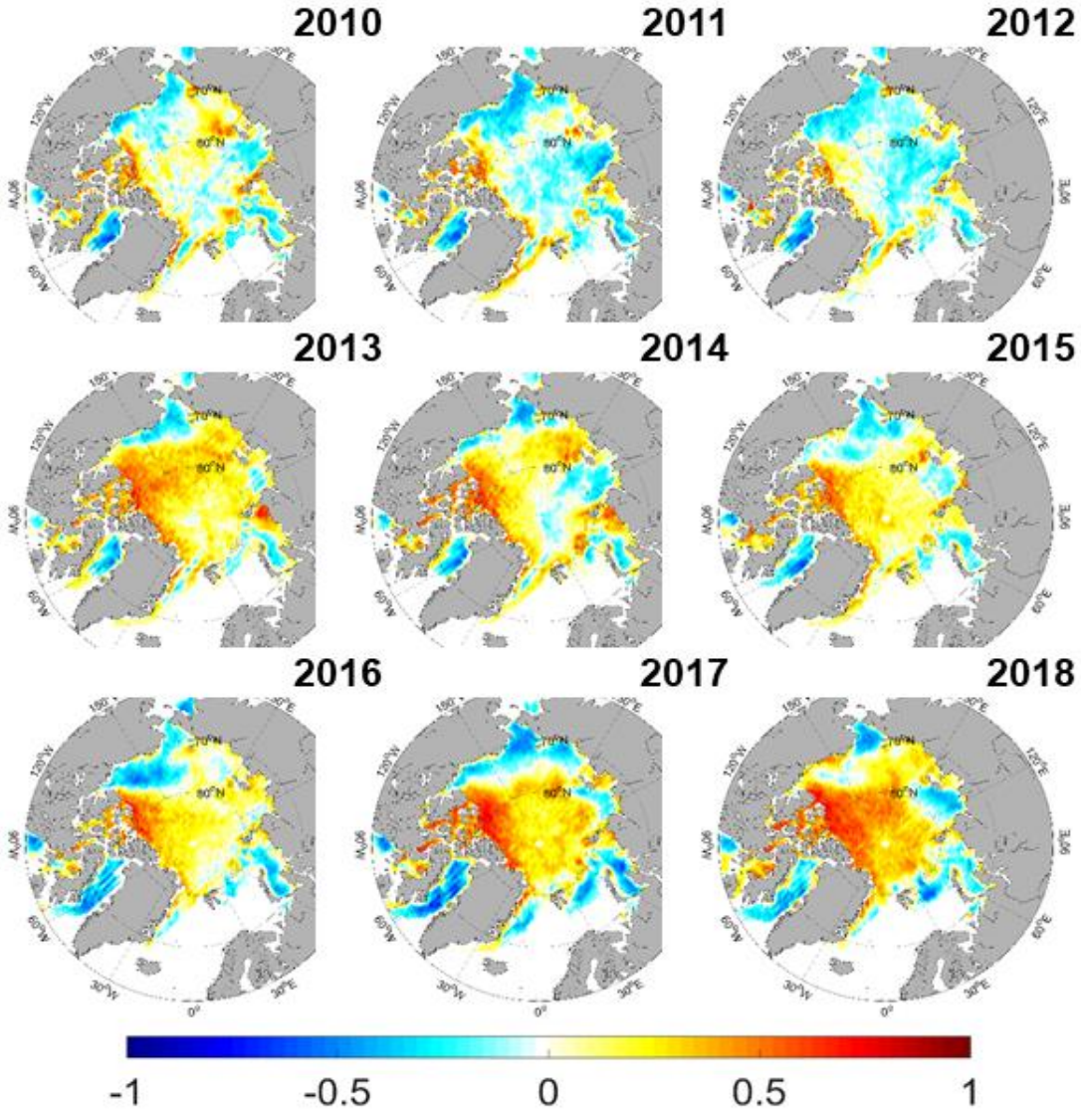


그림 3-3-19. 해빙/유빙의 평균 이동속도와 해빙 밀도의 상관관계.

○ 입자추적 시뮬레이션에서 나타난 해빙의 이동속도를 2012년을 기준으로 전·후반부의 동계 및 하계 평균 이동속도 계산 (그림 3-3-20).

- 전체 기간 동안 해빙/유빙의 동계 평균 이동속도는 0.1638 m/s로 계산됨. 전반부인 2010-2012년에는 0.1566 m/s, 후반부인 2013-2018년에는 0.1679 m/s로 두 기간 동안의 평균 이동속도는 약 0.01 m/s 정도의 차이를 보임.

- 전체 기간 동안 해빙/유빙의 하계 평균 이동속도는 0.1307 m/s로 계산됨. 전반부인 2010-2012년에는 0.1099 m/s, 후반부인 2013-2018년에는 0.1411 m/s로 두 기간 동안의 평균 이동속도는 약 0.03 m/s 이상의 차이를 보임.

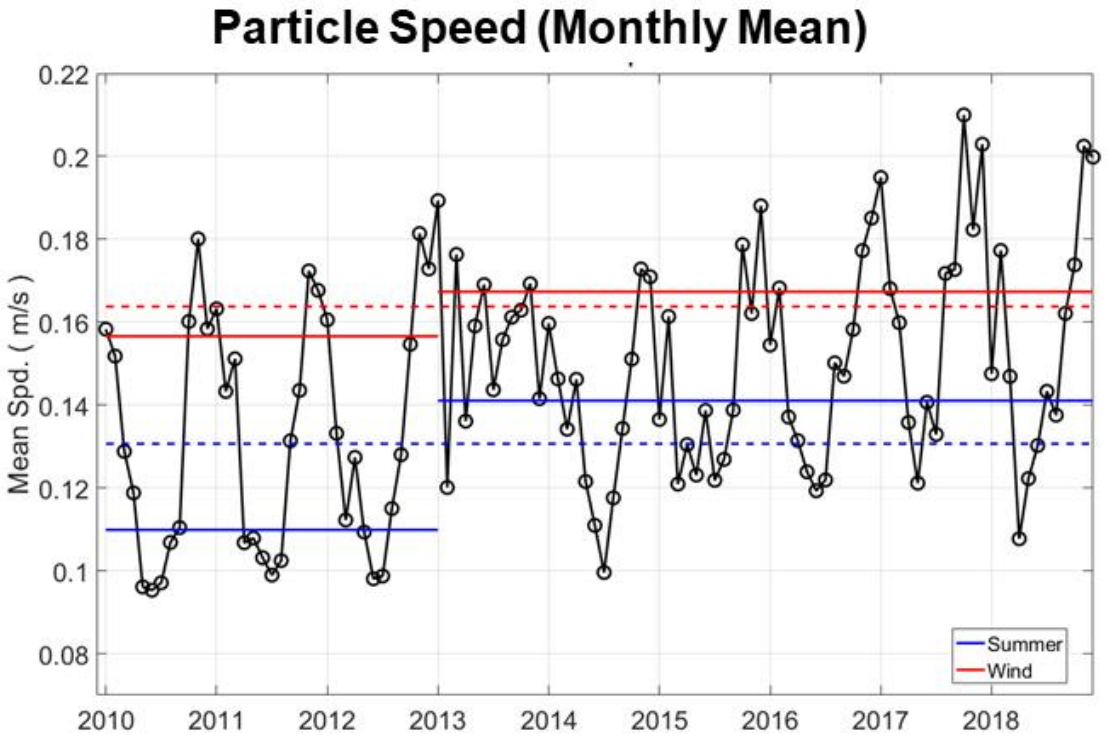


그림 3-3-20. 해빙/유빙의 월 평균 이동속도와 전반부와 후반부의 동계 및 하계의 평균 이동속도.

○ 입자추적 시뮬레이션에서 나타난 해빙/유빙의 누적분포 및 이동속도와 평균 해면기압의 분포를 2012년을 기준으로 하여 전·후반 기간 비교 (그림 3-3-21).

- Zhao *et al.*(2007)에 의하면 pressure field 의 위치에 따라 해빙/유빙의 움직임이 달라진다고 기술함.

- 전반부인 2010-2012년에는 캐나다 및 러시아 등 대륙에 인접한 연안 근처에 해빙/유빙들이 누적되어있음. 해빙/유빙의 이동속도는 대부분의 해역에서 0.05 m/s 이하의 이동속도를 나타냄. 해면기압은 해빙/유빙이 이동하는 북극해 해역에 대부분 균등한 분포를 보임.

- 후반부인 2013-2018년에는 연안보다는 뷰포트 해역에 해빙/유빙이 누적되어있음. 해빙/유빙의 평균 이동속도는 전체적인 모습은 전반부와 유사하지만 뷰포트 해역에서 더 빨라진 양상을 보임(> 0.7 m/s). 평균 해면기압은 뷰포트 해역에서 더 높은 기압이 작용하는 경향을 보임.

KOPRI
극지연구소

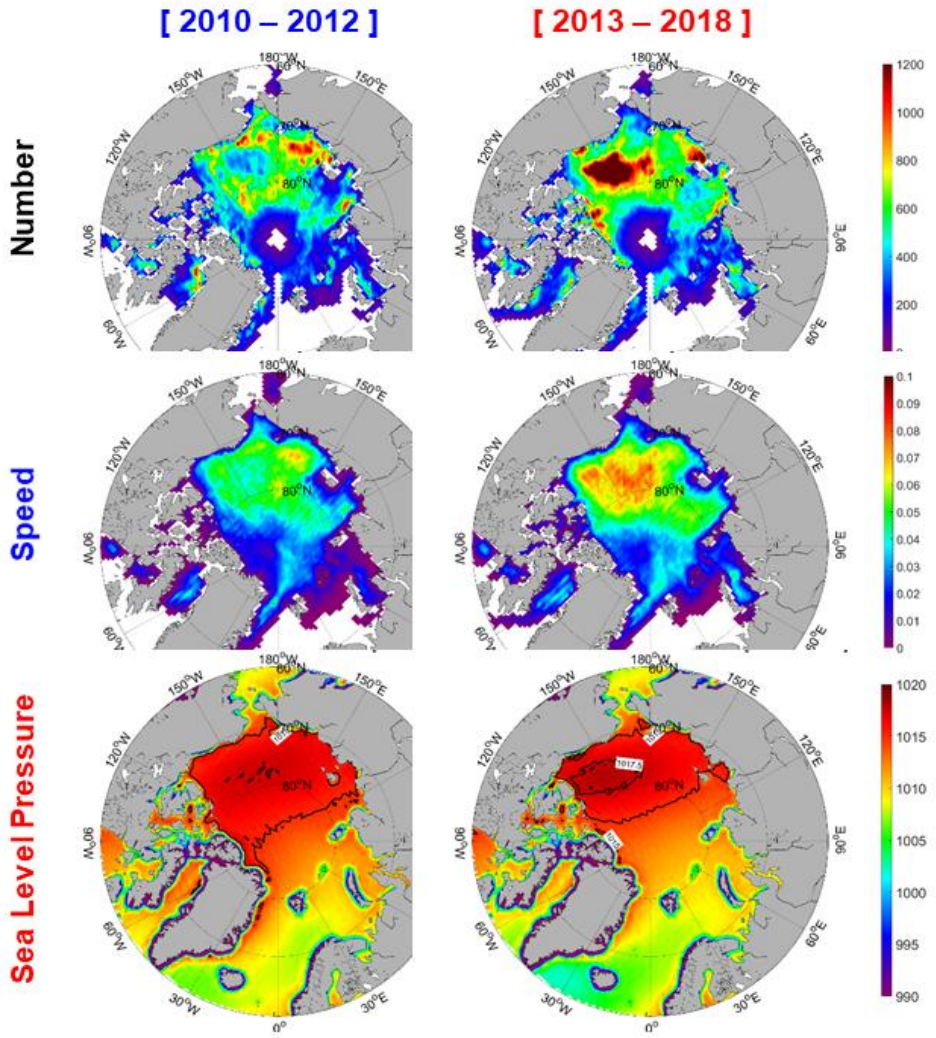


그림 3-3-21. 전반부와 후반부로 나뉜 해빙/유빙의 누적분포(상), 평균 이동속도(중), 평균 해면기압(하).

제 4 절 북극권 해양환경 특성 분석

○ 북극은 극한의 저온환경에도 불구하고 종 다양성 및 일차생산성이 비교적 풍부한 지역으로 알려져 있고, 열염순환을 통해 전지구적인 열 분배작용 및 저층수 형성의 중추역할을 책임지고 있음.

○ 기후변화에도 비교적 안정적인 환경을 유지하던 북극의 환경이 최근 북극 해빙 및 수온에도 크게 영향을 끼치기 시작하면서, 북극의 환경 변화가 생물활동에 미치는 영향에 대한 연구의 필요성이 보다 커지고 있음.

○ 하지만, 현장관측 기반의 북극 주변해 일차생산성 자료는 포괄적인 연구를 목적으로 하기엔 시공간적으로 부족한 실정이기에 위성자료를 이용한 연구가 시도될 가치가 있음.

○ 북극주변해의 장기 해양환경 특성을 분석하기 위해 사용한 해빙, 표층수온, 클로로필 자료의 분석 결과를 크게 장기변화와 복합적 변화로 분류하여 기술함.

○ 장기변화는 각 인자 별 자료의 사용기간을 최대한 반영하여 변동성을 서술하기 위함이며, 복합적 변화는 세 인자의 동일한 기간 동안의 변동성을 비교분석하기 위함임.

○ 2차년도 3차년도에 지속적으로 수행될 해빙/유빙 추적 알고리즘과 연계하여 복합적인 분석을 수행하기에 앞서, 북극해양환경이 변화해온 흔적을 살펴보고, 다음단계를 위하여 선행된 연구임.

○ 선행연구 내용은 이후 해빙/유빙 추적 알고리즘의 결과에 대한 매커니즘을 밝히는 과정에 있어 도움이 될 것으로 사료됨.

1. 장기 변화

가. 해빙농도

○ 해빙농도의 단위는 개략적으로 0부터 1까지 표현(0~100%)되며 해빙농도값이

0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9 이상인 픽셀의 개수를 환산하여 단편적으로 합산된 해빙농도의 변화를 시계열로 분석한 결과 (그림 3-3-1) 0.3부터 0.6의 농도를 갖는 픽셀 개수는 이례적인 변화가 없었으나 0.7부터 0.9에 해당하는 해빙농도의 경우 약 2003년 약간 감소하는 경향을 보이고 2010년 여름에 급격한 변화를 나타내었으며 비교적 최근에 해당하는 2016년 또한 적은 값을 보임.

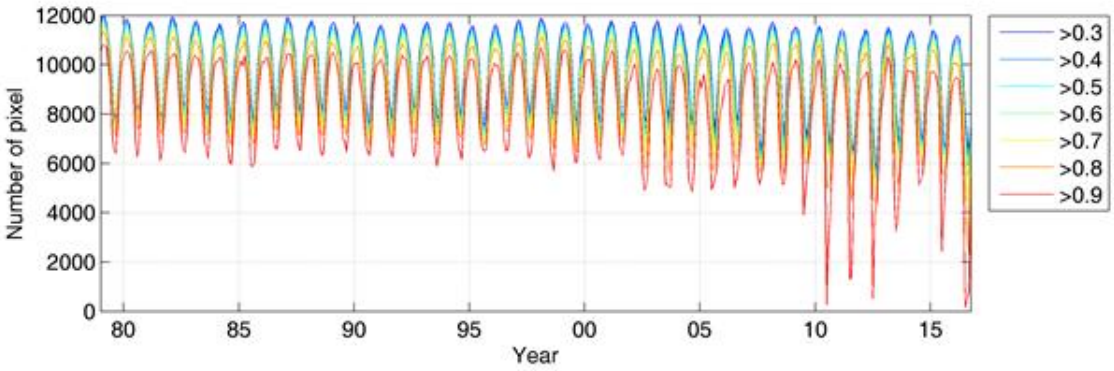


그림 3-4-1. 1979년부터 2016년까지의 해빙농도 구간별 픽셀 개수 변화.

○ 총 38년간 월별 해빙농도분포는 부록에 따로 첨부함(첨부 1).

○ 그림 3-4-2은 과거 5년(1979-1983)과 최근 5년(2012-2016)의 여름/겨울 해빙농도분포와 총 기간(1979-2016)의 선형변화율을 나타냄.

○ 해빙분포는 겨울에 비해 여름에 상대적으로 많은 감소를 보이며, 선형변화율 그림에서도 뚜렷한 감소 신호를 확인할 수 있는 반면 겨울은 바렌츠 해를 제외하고 상당부분의 지역에서 큰 변화는 감지하지 못함.

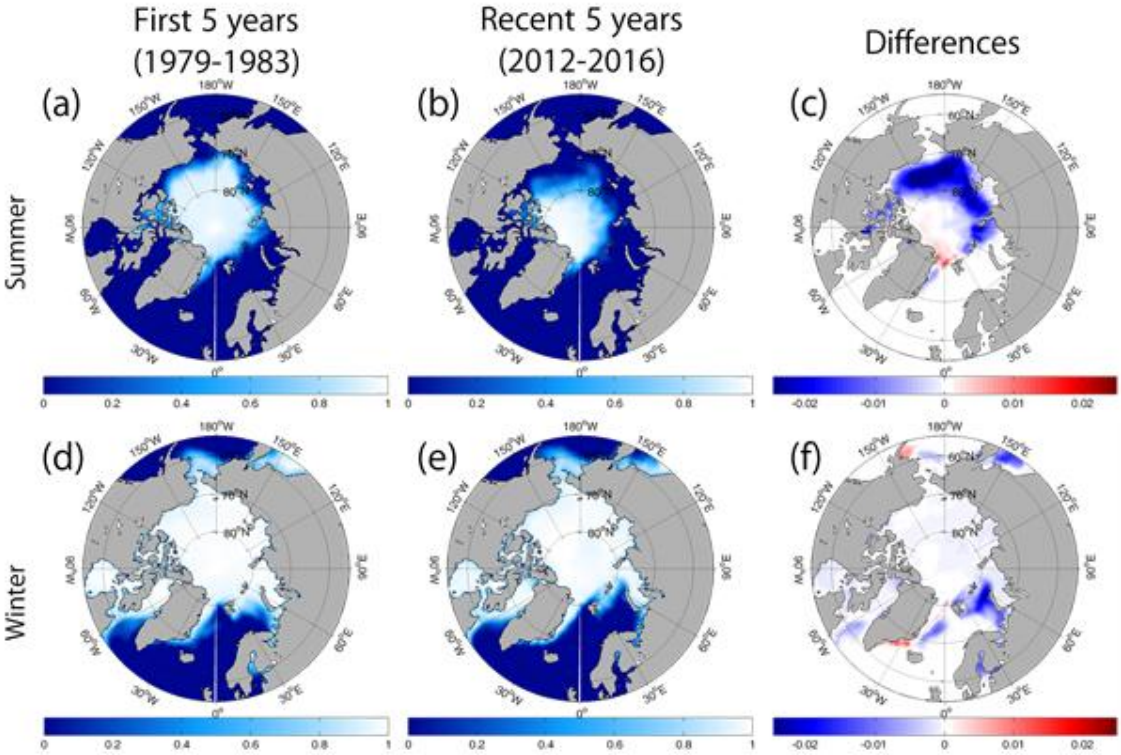


그림 3-4-2. 과거 5년과 최근 5년의 해빙농도 분포도와 선형변화율 (a) 1979-1983년 여름 (b) 2012-2016년 여름 (c) 1979-2016년 여름의 선형변화율 (d) 1979-1983년 겨울 (e) 2012-2016년 겨울 (f) 1979-2016년 겨울의 선형변화율.

○ 1979년부터 2016년까지의 북극해빙농도 자료를 대상으로 경험직교함수 분석을 시도함 (그림 3-4-3).

○ EOF결과 모드 1이 약 67.46%로써 모든 지역에 걸쳐 계절 변화를 나타냄 (그림 3-4-3a).

○ 모드 2는 5.79%에 그쳤고 7-10월의 변화구배가 큼 (그림 3-4-3b).

○ 총 39년의 기간을 10년 단위의 decadal trend로 살펴보기 위해 1979-1988, 1989-1998, 1999-2008, 2009-2016로 표현하였고, 모드 1에서 분석된 결과로부터 해빙은 6월에 감소하기 시작하여 약 8-9월에 최대의 피크를 보이며 11-5월에는 천천히 증가함 (그림 3-4-3c).

○ 비교적 최근인 청록색 실선은 과거 30년에 비해 더 큰 amplitude를 갖는 것으로

보아 해빙의 감소경향이 증가한 것으로 이해할 수 있음.

○ 모드 1에서 지역적으로 통일된 경향을 보이는 반면, 모드 2에서는 고위도와 저위도의 구배가 다른 양극현상 분포가 나타났는데 태평양과 대서양 수괴의 차이로도 이해할 수 있고, 특히 모드 2에서는 7-10월의 amplitude가 10년 단위로 꾸준히 증가하는 것으로 보아 (그림 3-4-3d), 해빙이 변화하는 가속도가 증가함을 의미함.

○ 전체적으로 해빙영역으로 환산한 그림 3-4-3e에서와 같이 2007년을 기점으로 이전보다 네 배 증가된 속도로 급격히 감소하기 시작하였고 이 시점은 그림 3-4-3b에서 적색박스 구역에서 과거에 비해 다른 양상을 보이기 시작하는 시기와 일치함.

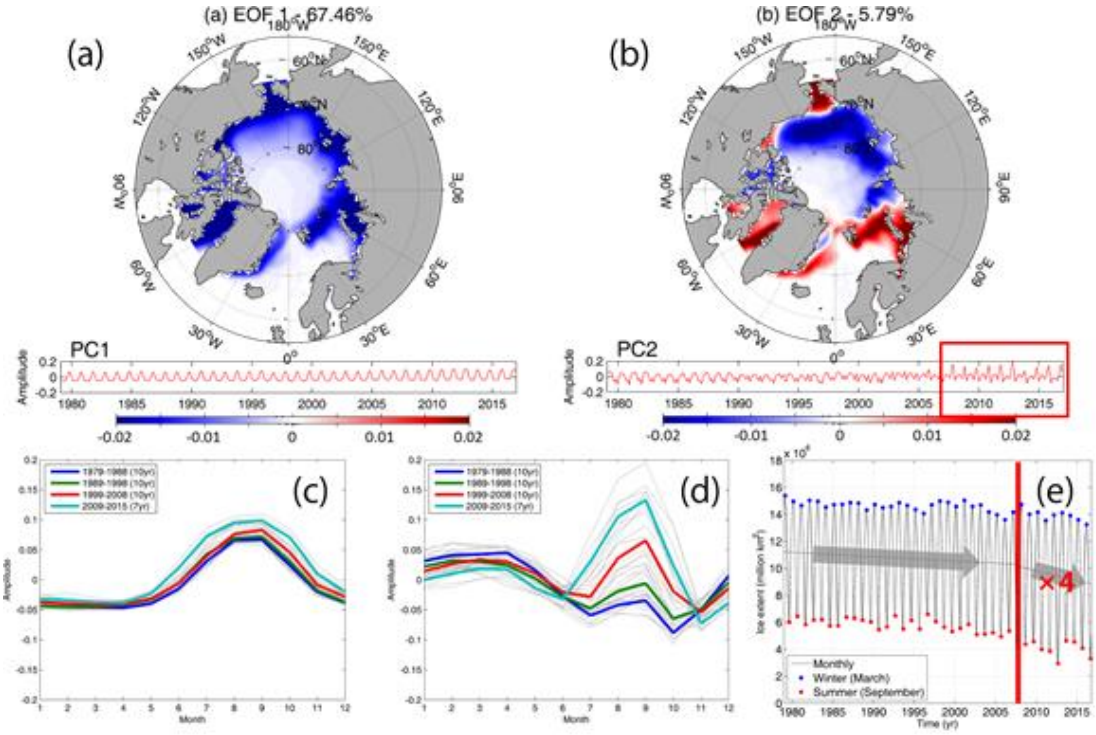


그림 3-4-3. 1979-2016 북극 해빙농도자료의 경험직교함수 결과. (a) EOF mode-1 (67.46%), (b) EOF mode-2 (5.79 %), (c) mode-1 amplitude의 평균값, (d) mode-2 amplitude의 평균값 (10년 단위 평균), (e) 월 해빙영역 변화(청색-겨울, 적색-여름).

나. 표층수온

○ 총 32년간 월별 표층수온 분포는 부록에 따로 첨부함(첨부 2).

○ 그림 3-3-4는 과거 5년(1985-1989)과 최근 5년(2012-2016)의 여름의 표층수온 분포와 총 기간(1985-2016)의 선형변화율을 나타낸 결과, 과거 5년과 최근 5년의 큰 차이는 육안으로 확인하기 힘드나 통계적으로 전체평균 약 0.8도 증가하였고, 그림 3-4-4c에서 확인되듯이 바핀 만과 카라 해의 표층수온이 유독 많이 증가한 경향을 보임.

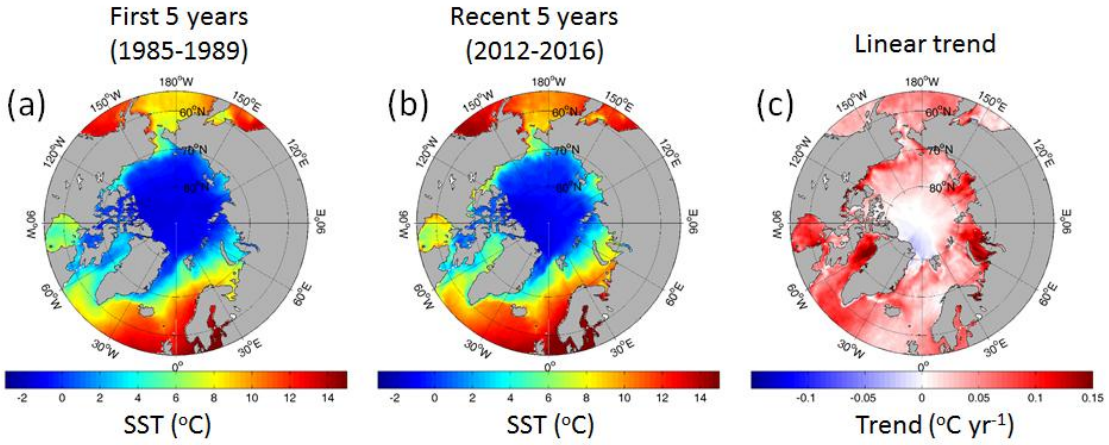


그림 3-4-4. 과거 5년과 최근 5년의 평균 표층수온 분포도와 선형변화율 (a) 1985-1989년 여름 (b) 2012-2016년 여름 (c) 1985-2016년 여름의 선형변화율.

○ 1985년부터 2016년까지의 북극표층수온 자료를 대상으로 경험직교함수 분석을 시도한 결과 (그림 3-4-5), 모드 1이 약 81.26%로써 모든 지역에 걸쳐 계절 변화를 나타냄 (그림 3-4-5a).

○ 총 32년의 기간을 10년 단위의 decadal trend로 살펴보기 위해 1985-1994, 1995-2004, 2005-2016로 표현하였고, 모드 1에서 분석된 결과에서 표층수온은 4월에 증가하기 시작하여 8월에 최대점을 보이며 9월부터 천천히 감소함 (그림 3-4-5c).

○ 비교적 최근을 나타내는 적색 실선은 과거에 비해 더 큰 amplitude를 갖고 표층수온의 증가경향이 증가한 것으로 이해할 수 있고, 계절신호가 지배적인 모드 1

과는 달리 모드 2는 2.61%에 그쳤음 (그림 3-4-5b).

○ 7-10월의 amplitude가 두드러지게 다른 양상을 보이는데(그림 3-4-5d), 평균 표층수온은 그림 3-4-5e에서와 같이 2007년을 기점으로 이전보다 두 배 증가된 속도로 급격히 증가하는 추세이고 이 시점은 그림 3-4-5b에서 적색박스 구역에서 과거에 비해 다른 양상을 보이기 시작하는 시기와 일치함.

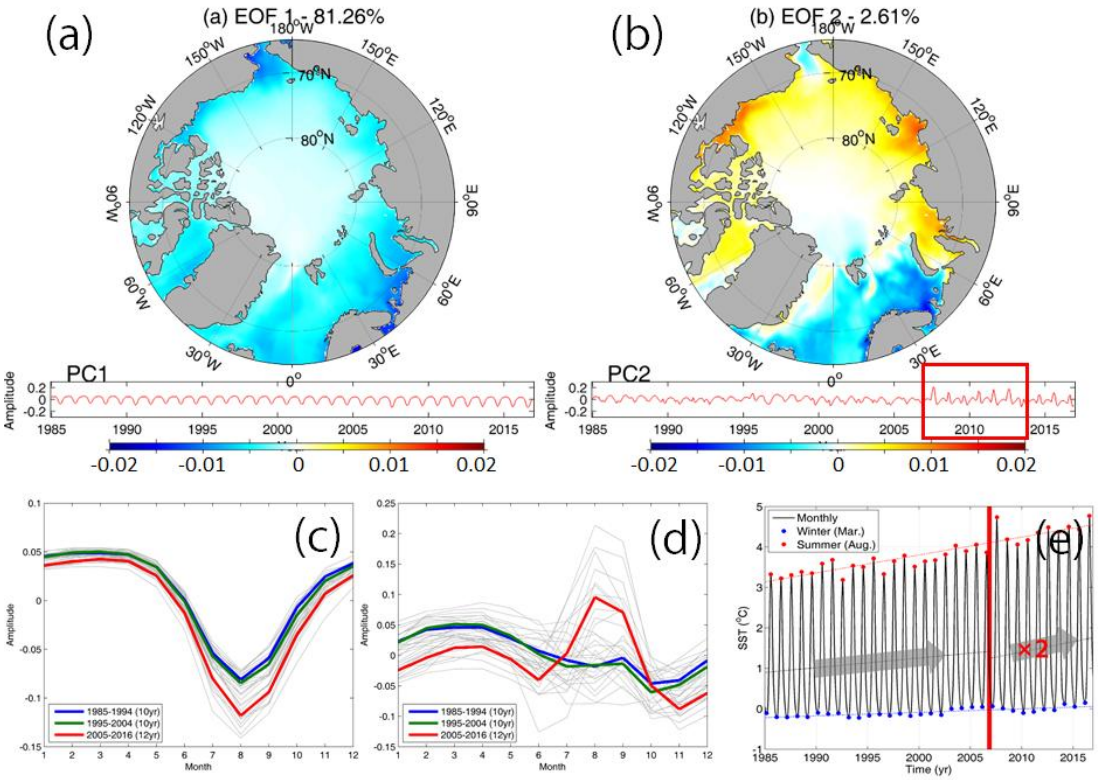


그림 3-4-5. 1985-2016 북극 표층수온자료의 경험직교함수 결과. (a) EOF mode-1 (81.26%), (b) EOF mode-2 (2.61 %), (c) mode-1 amplitude의 평균값, (d) mode-2 amplitude의 평균값 (약 10년 단위 평균), (e) 월평균 표층수온 변동 (청색-겨울, 적색-여름).

○ NSIDC에서 제공해주는 해역분류지도를 사용하여 32년의 장기 표층수온의 시계열변동을 확인하여(그림 3-4-6) 1차 회귀를 통해 수온이 제일 높을 시기인 여름 8월의 자료만을 나타낸 결과 평균 1.69도, 최고 3.36도 상승한 결과를 보였음.

○ 1도 미만으로 증가한 지역은 East Siberia Sea이고, 1-2도 상승한 지역은 Sea of Okhotsk, Bering Sea, East Greenland sea, Barents Sea, Laptev Sea, Chukchi

Sea, Beaufort, Canadian island, 2도 이상 증가한 지역은 Hudson Bay, Baffin bay, Kara Sea에 해당하며 전체적으로 최저 0.94부터 최고 3.1도의 해수온도가 증가한 추세임.

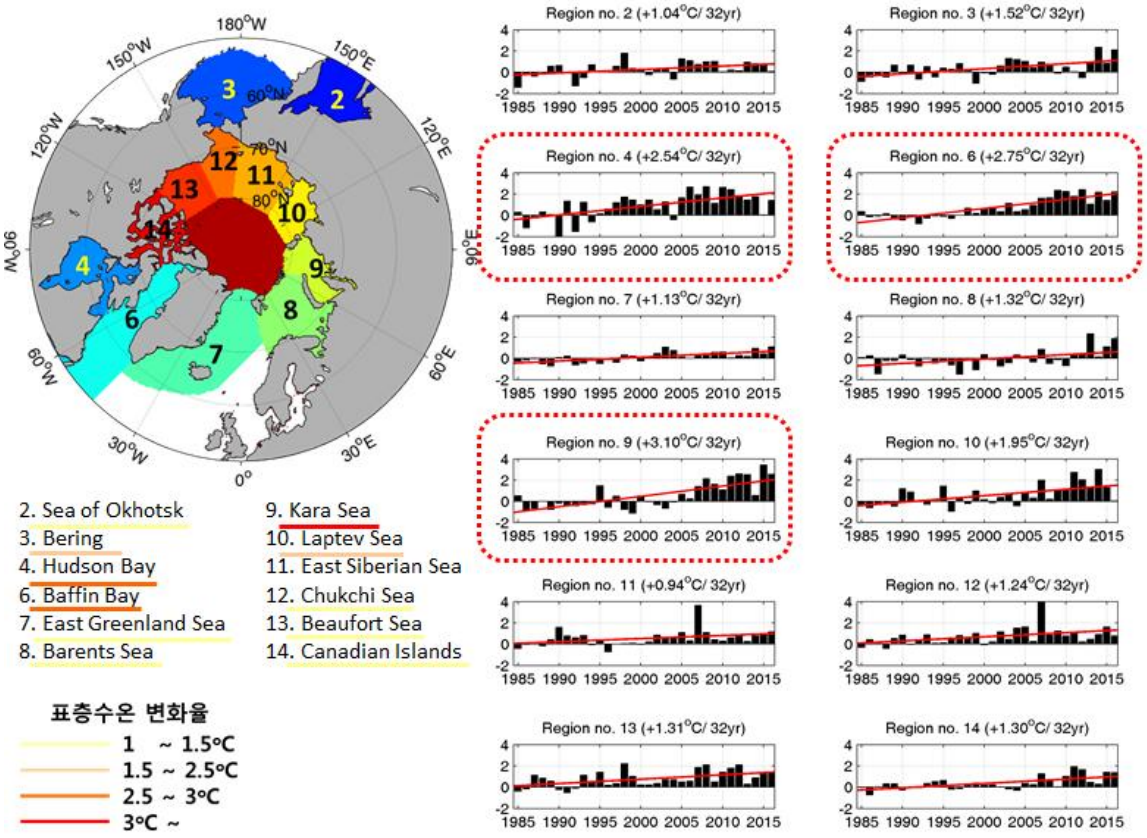


그림 3-4-6. NSIDC의 해역분류지도 기준 총 12개 해역에서 1985-2016년 8월의 표층수온 이상값(anomaly) 변화 그래프.

다. 클로로필 농도

○ 총 21년간 월별 클로로필 농도 분포는 부록에 따로 첨부함 (첨부 3).

○ ‘2. 복합적 변화’에서 해빙 농도, 표층수온, 클로로필 농도의 중복 기간인 1998년부터 2018년까지 기술할 예정이며, 기간은 제일 가용기간이 짧은 클로로필 농도 자료를 기준으로 설정하였음(해빙농도와 표층수온의 가용기간은 각각 39년, 32년).

○ 따라서 클로로필 농도의 장기변화(21년)는 다음 챕터에서 다룰 예정이므로 본 단계에서는 중복기술하지 않았음.

2. 복합적 변화

○ 대상지역 및 기간 설정

○ 북극권에서의 태양고도각은 겨울에 가장 낮아지며 북극점 주위에는 도달하지 않아 해색 센서의 관측은 시공간적으로 제한됨.

○ MODIS-Aqua의 2002~2018년 계절평균 클로로필 분포도(그림 3-4-7)에서 확인할 수 있듯이 19년의 자료를 합산했음에도 불구하고 여름을 제외한 기간에 상당한 양의 자료가 소실되므로 최대한 넓은 영역을 동시다발적으로(클로로필, 표층수온, 해빙) 조사하기 위해 태양고도각이 제일 높은 여름, 북위 60도 이상의 지역에 초점을 맞춤.

KOPRI 극지연구소

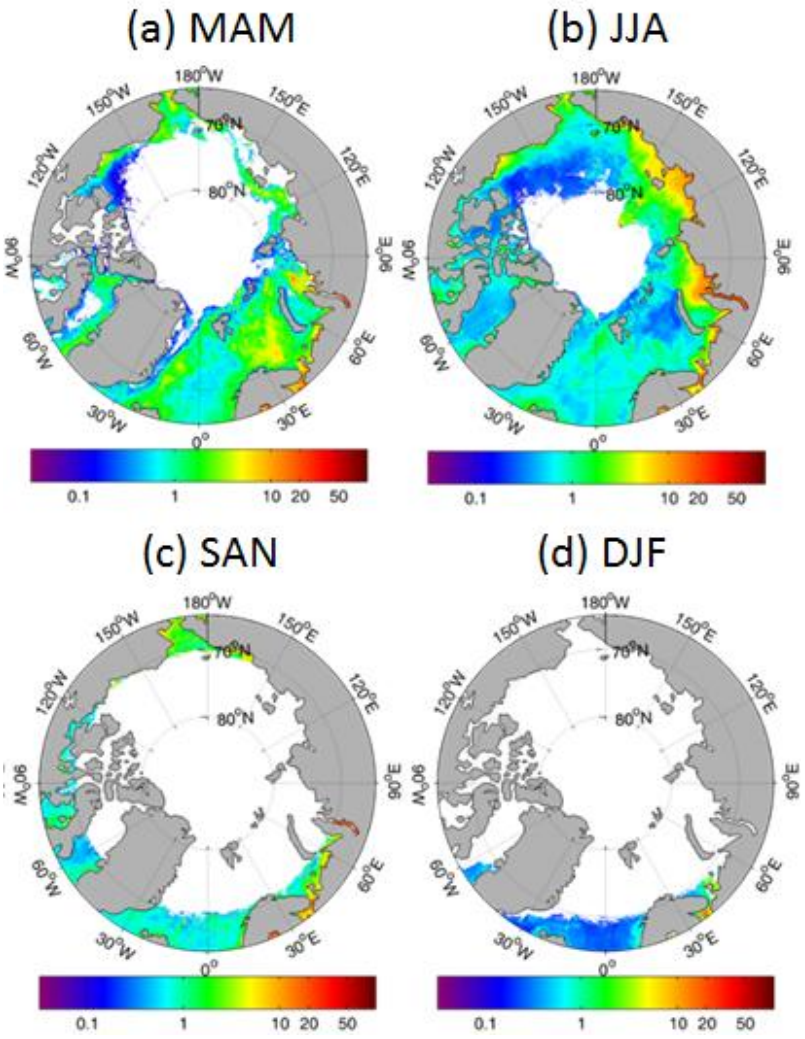


그림 3-4-7. MODIS-Aqua의 2002~2016년 계절평균 클로로필 분포도.

○ MODIS-Aqua의 경우 2002년부터 자료를 제공하고 있지만 구름에 오염되지 않은 자료가 대부분 6-9월에 존재하는 반면, SeaWiFS의 경우 같은 6-9월에 대부분 존재하긴 하나 9월은 MODIS에 비해 이용성이 비교적 떨어지므로(그림 3-4-8) 1998년-2018년 6월, 7월, 8월의 자료를 계절 평균하여 사용.

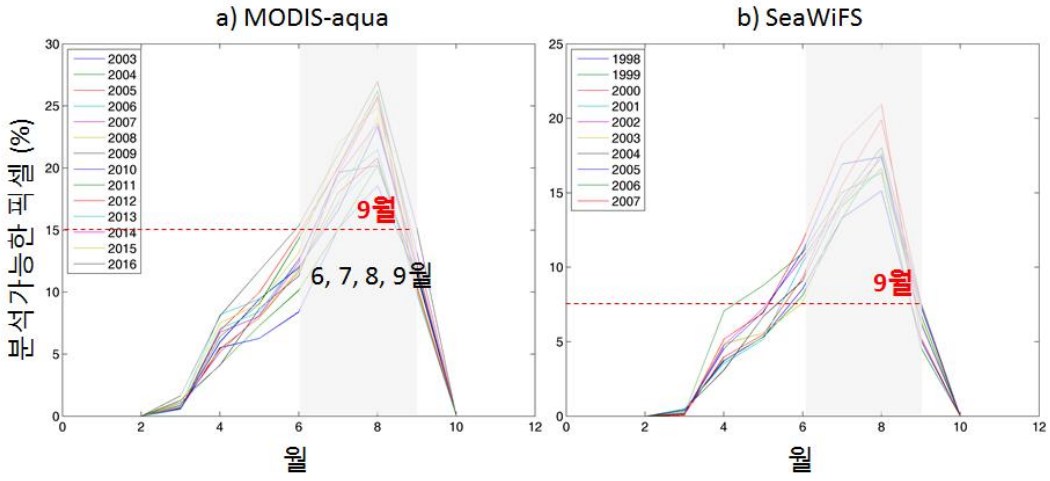


그림 3-4-8. 북위 60도 이상의 지역에서 2003년부터 2016년의 MODIS-aqua와 월별 자료와 1998년부터 2007년까지의 월별 자료 중 분석가능한 클로로필 자료의 픽셀 (%).

○ 그림 3-4-9은 2002년부터 2010년 각각 6-8월의 MODIS와 SeaWiFS센서 R_{rs}자료와 OC4v6 알고리즘으로 산출한 클로로필 값의 차이를 나타냄.

○ 두 위성발사체의 안정화 혹은 노후화 기간의 영향이 비교적 적은 2003년과 2008년에 안정적인 편차를 보였고, 이를 적용하여 SeaWiFS는 1998-2008년, MODIS-Aqua 자료는 2003-2016년의 자료를 사용키로 하여 중복기간에 해당하는 2003-2008년은 산술 평균함(IOCCG, 2004 & 2007).

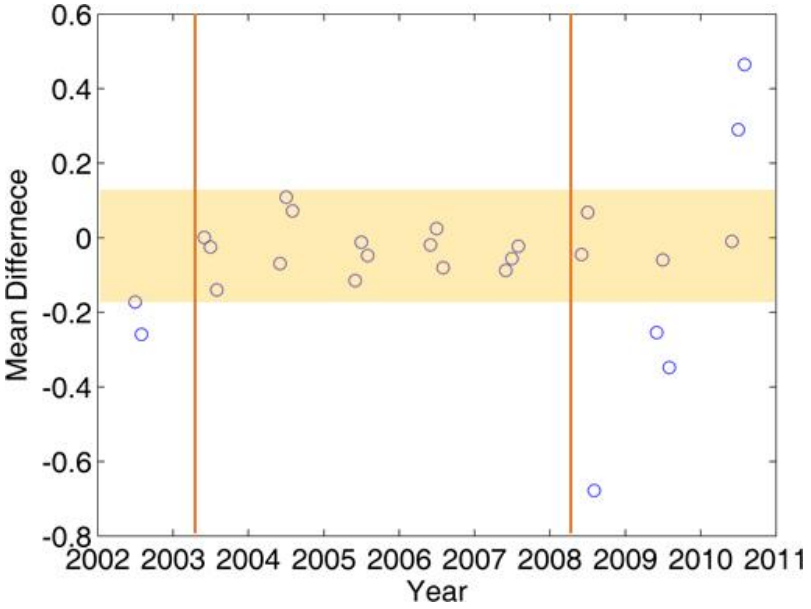


그림 3-4-9. 그림 3-4-8과 같은 범위 내의 자료에서 MODIS와 SeaWiFS 6월-8월의 클로로필 산출물의 차이값.

KOPRI 극지연구소

가. 전체적 관점

(1) 해빙농도

○ 북극의 암흑 기간인 겨울철에는 식물성 플랑크톤의 광합성이 불가능한 반면, 태양광이 충분한 하계 기간 해빙면적은 곧 태양광에 직접적으로 노출되는 해양면적이 조절되는 요인으로써 식물성 플랑크톤의 번식과 직접적인 관계가 있음 (Smith, 1995; Pabi *et al.*, 2008; Arrigo and van Dijken, 2011; Barber *et al.*, 2015).

○ 해빙은 2-3년 이상 녹지 않고 남아있는 다년생해빙(Multi-year ice)과 매년 새로이 생성되는 초년생해빙(First-year ice)으로 분류할 수 있는데, 초년생해빙은 주로 하계에 소멸되며 이듬해까지 잔존할 경우 다년생해빙으로 구분됨 (WMO, 1970).

○ 일반적으로 다년생 해빙의 경우 그린란드 쪽에 치우쳐 대부분 형성되어 있으며 그 지역을 중심으로 태평양 방향으로는 완만한 구배를, 대서양 방향으로 급격한 구배를 나타내고 (그림 3-4-11a) 이는 평균장을 비교했을 때 해수면온도 분포와

상당히 유사함.

○ 연구지역에 한하여, 근 20년간의 평균 해빙면적은 약 306만km^2이지만 전 지역적으로 약 -900,000km^2 $decade^{-1}$의 속도로 감소하고 있고 (그림 3-4-11b) 이러한 해빙 감소는 카라 해에서 약 -1,379,000km^2 $decade^{-1}$로 가장 강하게 나타나며 보퍼트 해와 동시베리아 해에서는 각각 -1,139,000km^2 $decade^{-1}$와 -1,092,000km^2 $decade^{-1}$로 나타남.

○ 그러나 그린란드와 스발바드(Svalbard) 사이(동경 0°, 북위 80°부근)에서 약간의 증가(약 5% $decade^{-1}$)가 있었던 것으로 보이고 이는 앞서 설명한 바와 같은 그린란드 남동해역 피요르드의 빙하 감소와 연관 있음.

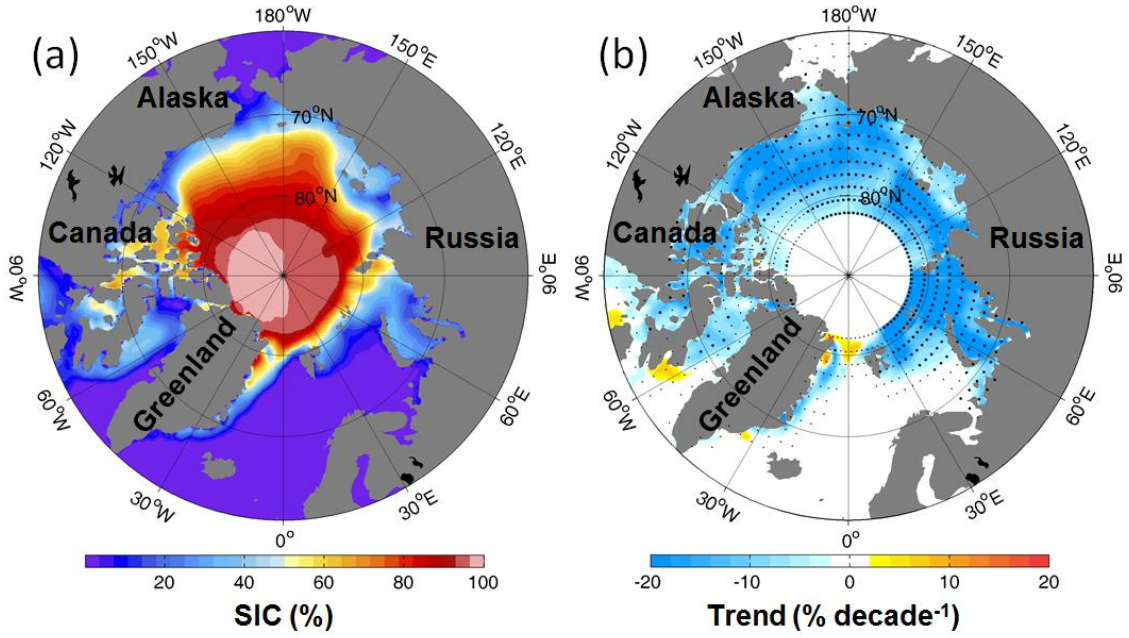


그림 3-4-11. (a)1998-2016년의 해빙농도 평균분포도 (b)1998-2016년의 해빙농도 변화율 ($p<0.05$는 점으로 표시).

(2) 표층수온

○ 1998년부터 2016년의 해수면온도는 평균적으로 약 5°C 이하의 차가운 수괴로 이루어져 있음 (그림 3-4-10a).

○ 태평양을 통해 유입되는 해류의 수온보다 대서양을 통해 들어오는 해류의 수온이 상대적으로 따뜻하기 때문에 10°C 이상의 높은 수온의 북방한계선은 북위 70°의 노르웨이 해까지 도달하고 있으며 이에 반해 베링 해(서경 170°)에서는 수온이 낮게 나타남.

○ 이는 결국 북극해로 들어오는 열적 유입이 태평양보다는 대서양에서 크며 이는 결국 북극해 내부의 해빙 분포의 불균형을 만들어 내는 결과임 (Holland *et al.*, 2006).

○ 표층수온의 지난 19년간의 변동 경향은 평균적으로 0.43°C decade^{-1}이며, 카라해(동경 90°부근)에서 그 경향이 가장 높고(1.3°C decade^{-1}), 알래스카 연안을 따라 1.00°C decade^{-1}이상의 높은 경향을 나타냄 (그림 3-4-10b).

○ 대부분 수온이 증가하는 경향을 나타내는데 반해 그린란드 해의 일부 지역(서경 0-30°, 북위 80°) 지역은 약한 감소 경향을 나타내고 있으며 이러한 감소 경향은 그린란드의 남동해역에 위치한 다수의 피요르드(Heheim, Ikersuaq, Pikiutdleq 등)로부터 녹은 빙하에 의한 결과로 추측됨 (Andresen *et al.*, 2011).

○ 최근 북대서양 해류의 수온상승은 빙하 감소의 급증으로 이어졌으며, 그 중 그린란드의 남동해역에 위치한 피요르드는 그 중에서도 감소량이 많은 지역에 속함 (Abdalati *et al.*, 2001).

KOPRI 극지연구소

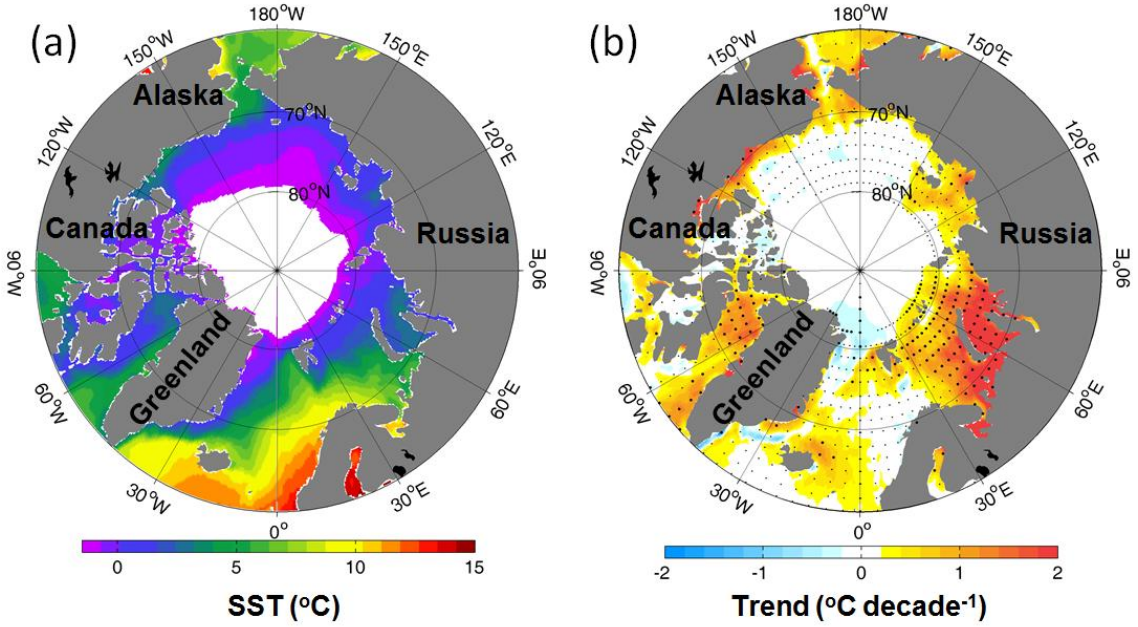


그림 3-4-10. (a)1998-2016년의 표층수온 평균분포도 (b)1998-2016년의 표층수온 변화율 ($p<0.05$는 점으로 표시).

(3) 클로로필 농도

○ 북극의 클로로필의 계절적 특성은 봄철 해빙이 녹는 시기 (Hunt *et al.*, 2002) 및 선호되는 광/영양염 조건 (Hill and Cota, 2005)에 따라 차이가 있으나, 한 두 차례의 대번성을 겪는데(Arrigo and van Dijken, 2004), 계절적 대번성의 시기는 5월 그린란드 해, 바렌츠 해, 척치 해, 바핀 만 등지에서 나타나며, 6월에는 보퍼트 해, 시베리아 해, 카라 해, 그리고 7월 랍테프 해에서 나타나며 지역별로 대번성 발생 시기 차이가 있음 (Arrigo and van Dijken, 2011).

○ 본 연구에서는 북극해를 대상으로 하는 위성 관측이 비교적 수월한 6월-8월 여름철을 대상으로 수행되었기 때문에 계절적 대번성은 고려되지 않았음.

○ 일반적으로 유라시아 연근해인 동시베리아 해, 랍테프 해, 카라 해와 아이슬란드 부근의 동그린란드 해(East Greenland Sea)에 높게 분포하는데 (그림 3-4-12a), 특히 강의 유입이 많은 유라시아 대륙을 따라 높게 형성되며 (Lammers *et al.*, 2001; McClelland *et al.*, 2004), 대서양으로부터 유입되는 해류에 의해 높은 클로로필 농도를 갖는 수괴가 아이슬란드를 기준으로 갈라지는 특징을 보임.

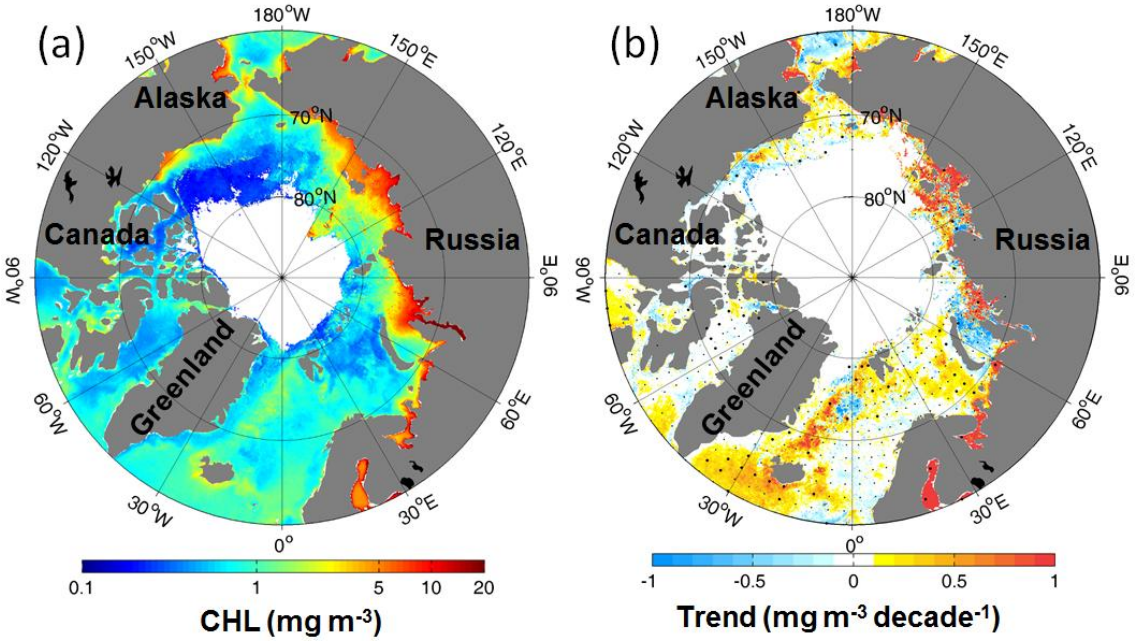


그림 3-4-12. (a)1998-2016년의 클로로필 농도 평균분포도 (b)1998-2016년의 클로로필 농도 변화율 ($p<0.05$는 점으로 표시).

○ 북극에서 수온이 증가하고 해빙면적이 감소하는 북극주변해의 물리적 환경 변화 속에서 클로로필은 장기적으로 변화하고 있음 (그림 3-4-12b).

○ 클로로필의 선형적인 경향성은 대체로 증가 추세를 보이며(평균 0.15mg m^{-3} $decade^{-1}$), 가장 높은 증가 추세를 나타내고 있는 지역은 랍테프 해와 동시베리아 해로 각각 0.38, 0.29 mg m^{-3} $decade^{-1}$의 경향을 나타내고 있는데, 이는 곧 지역의 평균 클로로필 값에 대해 20년간 약 29%, 39%씩 증가했음을 의미.

○ 반면 일부 지역에서는 감소하는 경향을 가지는데 대표적인 지역이 카라 해 (-0.07 mg m^{-3} $decade^{-1}$)와 보퍼트 해의 맥켄지 만(Mackenzie Bay) 부근 (-0.03mg m^{-3} $decade^{-1}$)임.

나. 지역적 관점

(1) 해역분류과정

○ 지역 구분의 과정은 연구지역에 해역지도로 구분하는 것과 설정된 해역의 표층 수온, 클로로필 특징을 대상으로 군집분류를 하는 두 단계로 수행됨.

○ 재분석자료와는 달리, 구름 혹은 해빙에 의해 자료가 손실되는 클로로필 자료는 모든 기간과 지역의 자료를 확보하기 힘들고, 특히 북극권에서의 태양고도각은 겨울에 가장 낮아지며 북극점 주위에는 도달하지 않아 해색 센서의 관측은 시공간적으로 제한됨.

○ 본 연구의 목적은 시간에 따른 변화를 관찰하고자 하는 것으로 전 기간의 자료를 확보하는 것이 중요하므로 이러한 문제점을 보완하기 위한 일환으로 K-means 클러스터링을 수행.

○ 유사한 해수면 온도 및 클로로필 농도의 특성을 지닌 지역 간의 구분은 곧 공간적 평균의 기준을 제공함으로써 구름 및 해빙에 의한 결측 자료를 보완할 수 있을 것으로 사료됨.

○ 첫 번째로 NSIDC에서 분류된 해역지도를 적용(그림 3-2-1).

○ 총 14개의 해역으로 구분되어 있으며 연구 해역에 해당되는 해역은 허드슨 만, 바핀 만, 동그린란드 해, 바렌츠 해, 카라 해, 랍테프 해, 척치 해, 캐나다군도임.

○ 중앙 북극해는 상당기간 해빙으로 덮여있는 구역으로 클로로필 자료 획득이 완전히 불가능하기 때문에 본 연구에서 제외되었으며, 뿐만 아니라 북위 60° 이하의 지역을 포함하는 베링 해 및 오호츠크 해도 제외됨.

○ 구역별 해당하는 클로로필 자료의 의 결측률이 35% 이상일 경우 사용될 수 없다고 판단하여 보퍼트 해와 동시베리아 해가 제외됨 (그림 3-4-13).

KOPRI 극지연구소

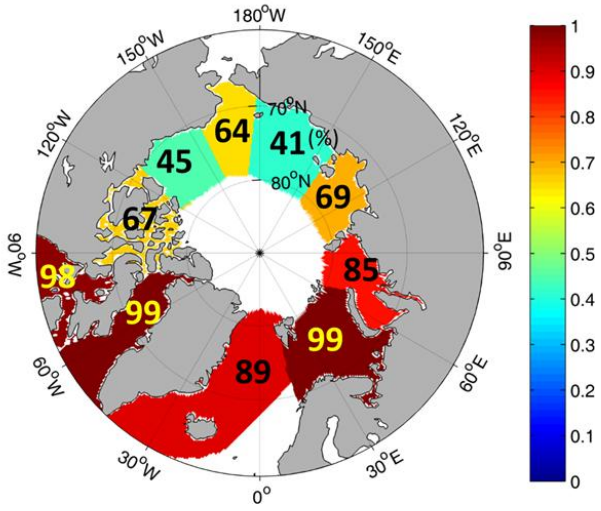


그림 3-4-13. 그림 3-2-2의 지역분류지도에 의거한 해역에서 연구기간(1998~2016년)동안의 클로로필 자료 이용률.

○ 두 번째로, 선행단계에서 제외된 두 해역(보퍼트 해와 동시베리아 해, 그림 3-2-2의 7, 9번에 해당함)외에 선택된 해역의 클로로필 농도와 표층수온의 여름철 평균값을 산출한 뒤 K-means 클러스터링을 수행함.

○ 클러스터의 개수는 클러스터링의 검증 척도를 바탕으로 최적화되었다. 검증 척도는 오차제곱합(Sum of squares error, SSE)이 이용되었으며 클러스터 내의 오차제곱합의 값이 최소가 되는 클러스터 개수를 결정할 수 있도록 클러스터 중심위치를 수정함(그림 3-4-14).

○ K-means 클러스터링 수행에 있어 오차제곱합이 최소가 되는 클러스터의 개수는 4개이며(그림 3-4-15) 구분된 네 해역은 각각 동그린랜드 해와 바렌츠 해로 이루어진 C1, 허드슨 만과 배핀만으로 주로 이루어진 C2, 보퍼트 해와 척치 해가 포함된 C3, 그리고 랍테프 해와 카라 해로 이루어진 C4로 구성됨.

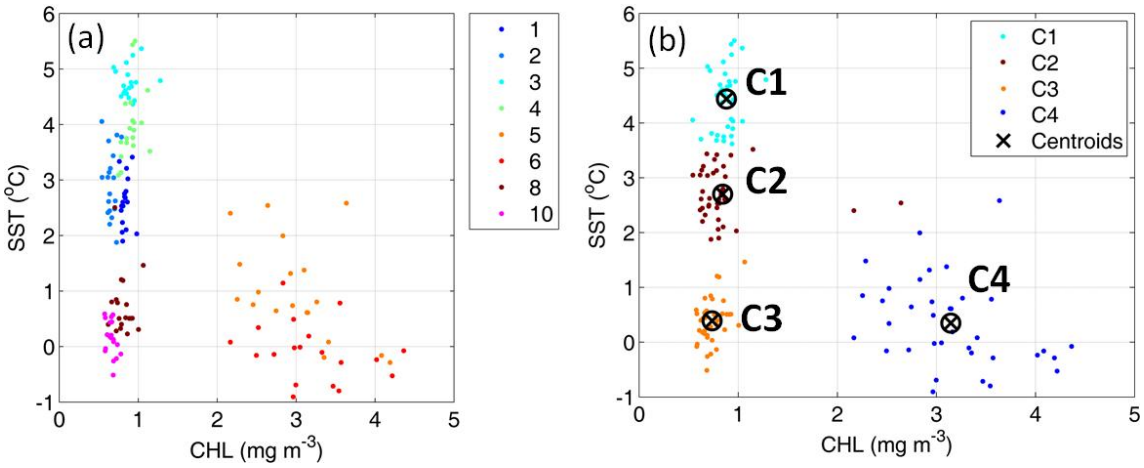


그림 3-4-14. (a) 여덟 해역의 클로로필 및 표층수온 자료. (b) 클러스터 군집 설정 결과.

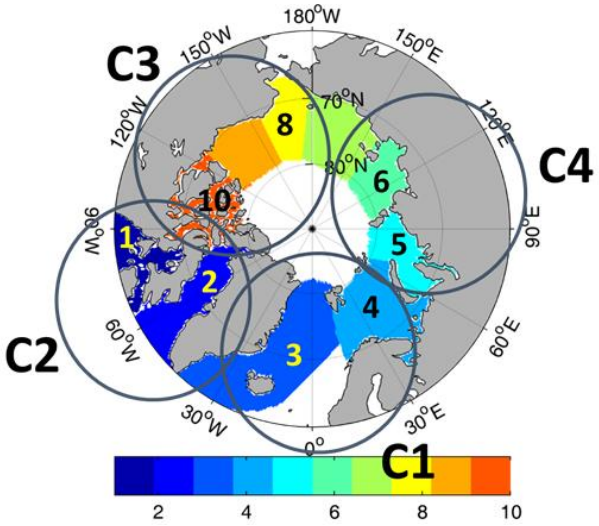


그림 3-4-15. *K*-means 군집분석결과 (1. 허드슨 만 2. 바핀 만 3. 그린란드 해 4. 바렌츠 해 5. 카라 해 6. 랍테프 해 8. 척치 해 10. 캐나다 군도).

(2) 해역별 특성

○ 대서양과 연결되는 C1 지역은 동그린란드 해를 비롯하여 바렌츠 해까지 연결된 영역으로 평균적인 클로로필이 0.88±0.4mg m^{-3}으로 다른 세 지역에 비하여 가장 낮은 클로로필을 나타내고 있으며 표층수온 또한 4.38±0.8°C로 가장 높게 나타남 (그림 3-4-16).

○ 해빙면적비의 경우 반대로 다른 지역에 비하여 가장 낮은 수준인 10.07±5.2%를 기록했는데 이 지역은 북대서양 해류(North Atlantic Current)에서 시작하여 노르웨이 해류(Norwegian Current)를 연결하여 들어오는 따뜻한 해류에 의하여 상대적으로 온난하고, 공급되는 열로 인해 해빙 생성에 제한이 있는 지역임.

○ 그러나 북쪽으로 흐르는 표층 해양순환의 종착지로 심층 해류가 생성되는 지역이므로 표층의 해양 수괴가 가지고 있는 영양염이 대부분 고갈된 상태로 도달하기 때문에 일차생산성이 상당히 낮음 (Macdonald, 1996; Carmack *et al.*, 1997; Jones *et al.*, 1998)으로 인해 평균적인 클로로필의 농도가 다른 해역에 비하여 가장 낮게 나타남.

○ C2 지역은 허드슨 만과 배핀만을 포함하여 세인트 존(St. John)을 포함하는 지역으로 그린란드 서쪽의 여러 개의 섬지형으로 이루어진 복잡한 해역으로 존스 해협(Jones Sound), 랑캐스터 해협(Lancaster Sound) 및 네어스 해협(Nares Strait)과 같은 좁은 해협을 통해 북극과 연결되어 있음.

○ 이 지역은 난수성인 서그린란드 해류가 유입되는 지역으로 C1 지역에 비해서 상대적으로 낮지만 대체로 따뜻한 해수가 유입됨으로 인해 C1 지역 다음으로 평균 해수면 온도가 높게 나타나고(2.85±0.9°C), 대체로 낮은 해빙면적비(18.07±7.7%)와 낮은 클로로필(0.71±0.2mg m^{-3})을 보이는 편임.

○ C3 지역은 태평양에서 유입되는 길목에 위치한 지역으로 척치 해, 보퍼트 해를 비롯하여 동시베리안 해와 캐나다 군도 일부를 포함하는데 가장 큰 특징은 가장 낮은 표층 수온(0.54±0.7°C)과 가장 높은 해빙면적비(51.27±12.9%)임.

○ 이러한 특징은 대서양의 길목인 C1 지역과는 달리 차가운 알래스카 해류(Alaska Current)가 유입되어 발생하는 결과로서 보이며 클로로필은 가장 낮은 0.62±0.2 mg m^{-3}으로 낮은 수온에 의해 해빙의 융해가 상대적으로 더디기 때문에 대기 상으로 노출되는 해역이 좁아 식물플랑크톤의 빛 사용성이 제한되기 때문에 나타난 결과임 (Hegseth, 1992; Pabi *et al.*, 2008; Perrette *et al.*, 2011).

○ 마지막으로 C4 지역은 랍테프 해와 카라 해를 포함하는 지역으로 이들 지역은 낮은 해수면 온도(0.59±0.9°C)와 높은 해빙면적비(45.28±18.3%)에도 불구하고 높

은 클로로필(2.66±1.5mg m^{-3})을 나타내고 있음.

○ 카라 해로 유입되는 오브 강(Ob River)을 포함하여 랍테프 해의 레나 강(Lena River), 올레뇨크 강(Olenyok River)과 같은 하천의 유입이 많은 지역으로 하천에서 유입되는 영양염에 의해 여름철 높은 클로로필의 값을 나타내는 지역임(Matthiessen *et al.*, 2000; Meon and Amon, 2004).

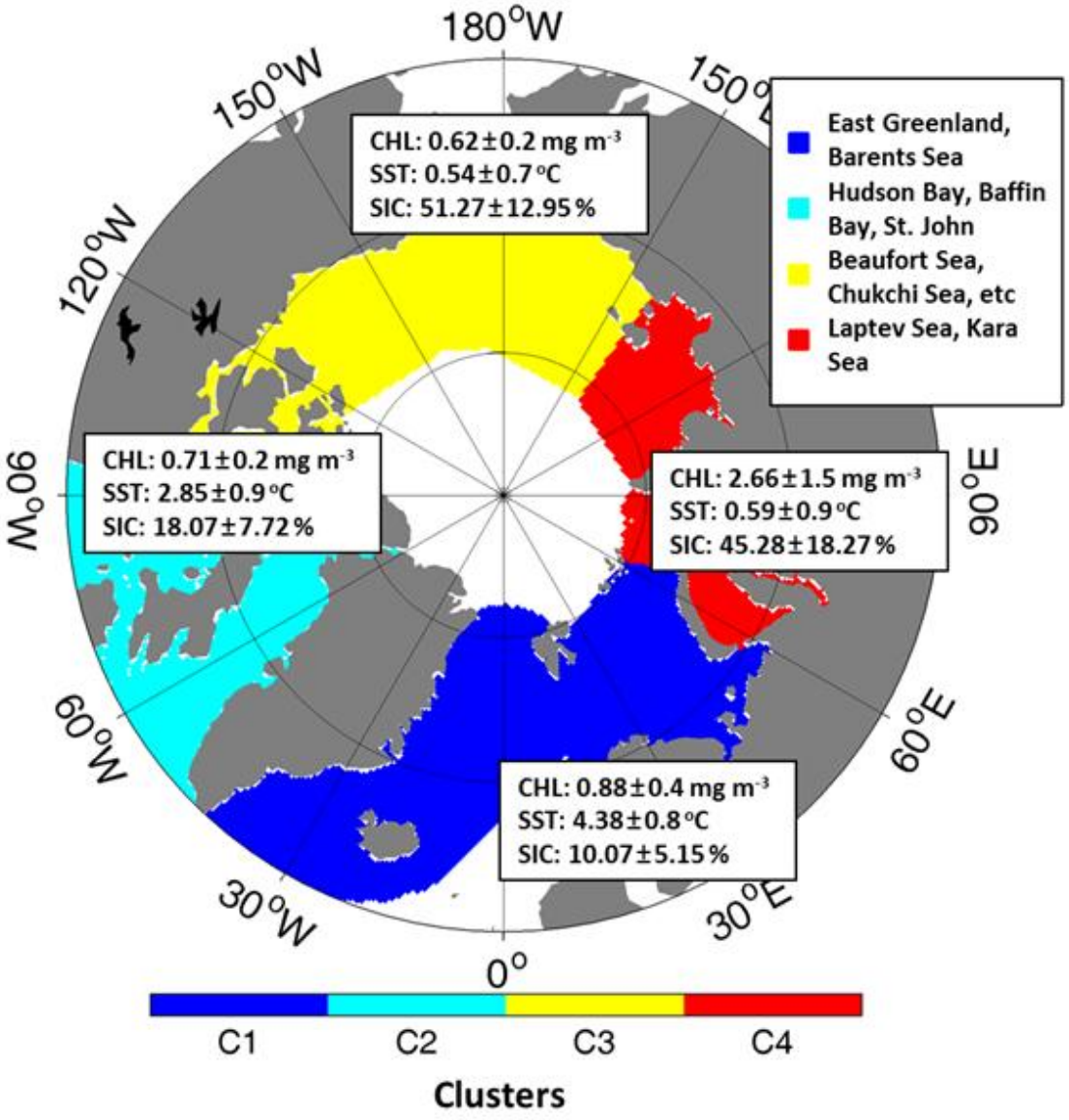


그림 3-4-16. 1998-2016년동안의 해역 별 클로로필, 표층수온, 해빙농도의 평균값.

(3) 해역별 시계열 변동

○ 그림 3-4-17는 클러스터링을 통해 분류된 클러스터의 클로로필 농도 (그림 3-4-17a), 해수면온도 (그림 3-4-17b) 그리고 해빙면적비(그림 3-4-17c)의 시계열 변화를 나타낸 것임.

○ 클로로필 농도 변화는 C4가 다른 지역에 비해 변동성이 크고 절대적인 클로로필 농도도 높은데 이는 랍테프 해와 카라 해를 포함하는 지역인 C4가 카라 해로 유입되는 오브 강(Ob River)을 포함하여 랍테프 해의 레나 강(Lena River), 올레뇨크 강(Olenyok River)과 같은 하천의 유입에 의한 것으로 판단됨.

○ Arrigo and van Dijken (2011)는 6월에 보퍼트 해, 시베리아 해, 카라 해, 그리고 7월 랍테프 해에서 클로로필 번성이 나타난다고 보고한 바 있으며 6-8월의 클로로필 자료를 사용하는 본 연구에서 카라 해와 랍테프 해의 클로로필 대번성을 모두 포함하고 있어 나타난 결과로 보임.

KOPRI 극지연구소

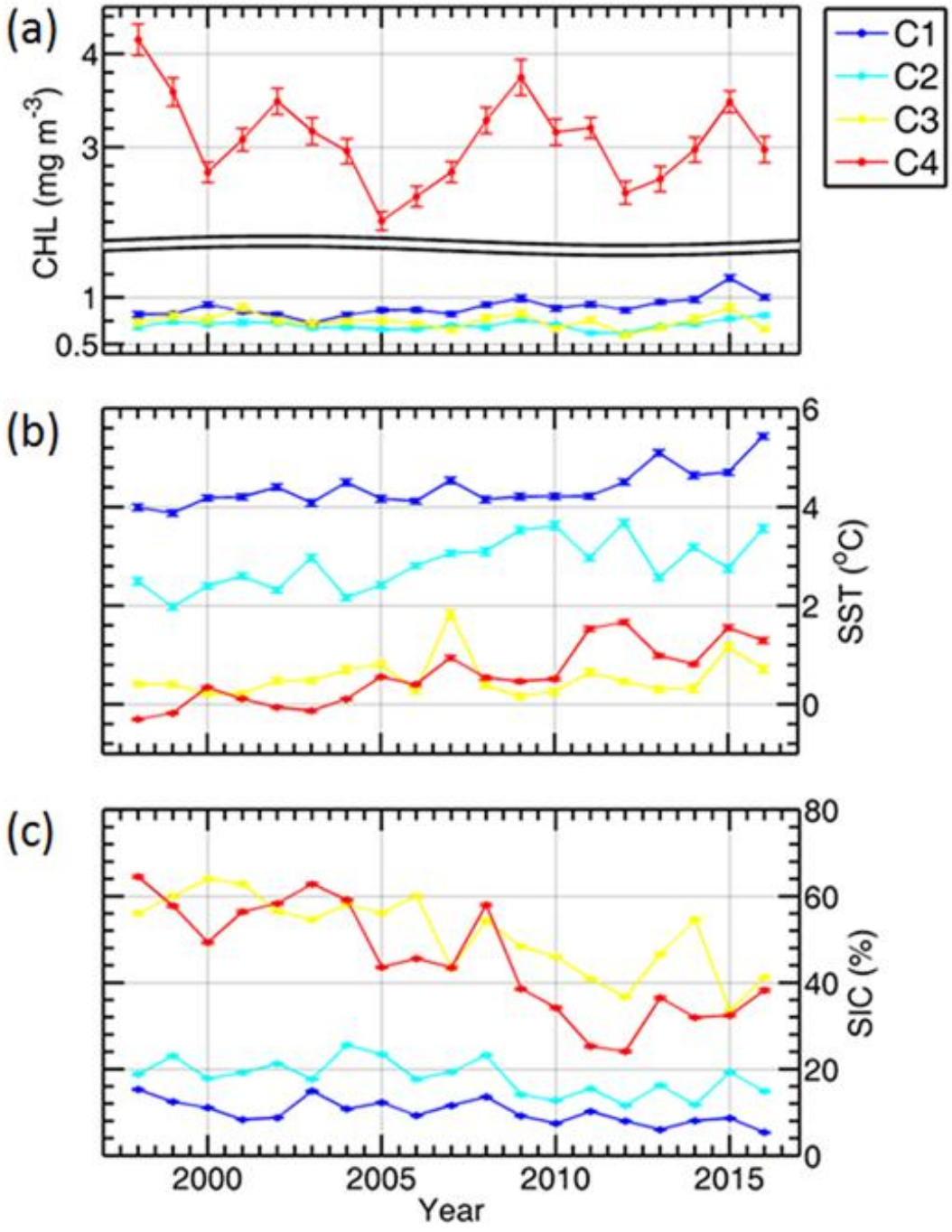


그림 3-4-17. 해역별(C1-C4) 시계열 변동 (a)클로로필 (b)표층수온 ©해빙농도.

○ C2와 C3은 약 0.7mg m^{-3} 수준의 클로로필 농도를 나타내며, C1의 클로로필 농도는 C2, C3 구역에 비해 상대적으로 높은 0.9 mg m^{-3}임.

○ C1(4.38℃), C2(2.85 ℃), C4(0.59 ℃), 그리고 C4(0.54 ℃), 순서로 해수면온도가 높게 형성되어있음(그림 3-4-17b).

○ 대서양 북단에 위치한 C1 지역은 전 지구 해양심층순환의 심장 역할을 하는 대서양심층수가 만들어지는 Atlantic Meridional Overturning Circulation 지역에 걸쳐 있고 (Zhang, 2008; Lohmann *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2012; Robson *et al.*, 2012), 대서양으로부터 고온고염의 수괴 유입의 영향으로 다소 높은 수온을 형성하고 있음.

○ 구역 C2와 C4는 19년동안 해수면온도가 약 1.16 ℃, 1.77 ℃ 상승했으며, C1 지역은 0.95 ℃, C3은 0.27 ℃로 상대적으로 가장 낮은 증가를 보임.

○ 해빙면적비는 전 지역에 걸쳐 지속적으로 감소하는 경향을 보이는데 해빙면적비는 19년에 걸쳐 전 지역 약 25.98%만큼 줄어들었으며, 특히 C3과 C4 지역은 1998년 각각 56.10%, 64.53%에 달하던 해빙면적비가 2016년 41.24%, 38.26%를 나타내고 있고 각각 총 14.86%와 26.27%의 감소를 보임.

○ C1은 동그린랜드 해와 바렌츠 해를 포함하는 지역으로 평균적인 해빙면적비 수준이 10.07±5.15%로 다른 지역에 비하여 가장 낮음.

○ 즉, 하천수의 유입이 많은 C4를 제외하고는 다른 해에 비하여 높은 수온에 따른 개빙 일수가 많아 클로로필이 상대적으로 더 번성할 수 있는 조건을 가지고 있어 나타난 결과임.

○ 해수면온도는 모든 지역에 걸쳐 공통적으로 수온이 증가하는 경향이 뚜렷하며 지역 간 수온 편차가 큼 (그림 3-4-17c).

(4) 클로로필 농도에 따른 표층수온과 해빙면적의 변화

○ 클로로필의 반대의 경향성을 나타내는 지역 간의 해수면온도 및 해빙면적비 변동차이를 파악하기 위하여 클로로필의 변동 추세가 증가 및 감소하는 구역에 대한 공간 평균을 수행하여 그림 3-4-18과 같이 시계열 자료로서 제시함.

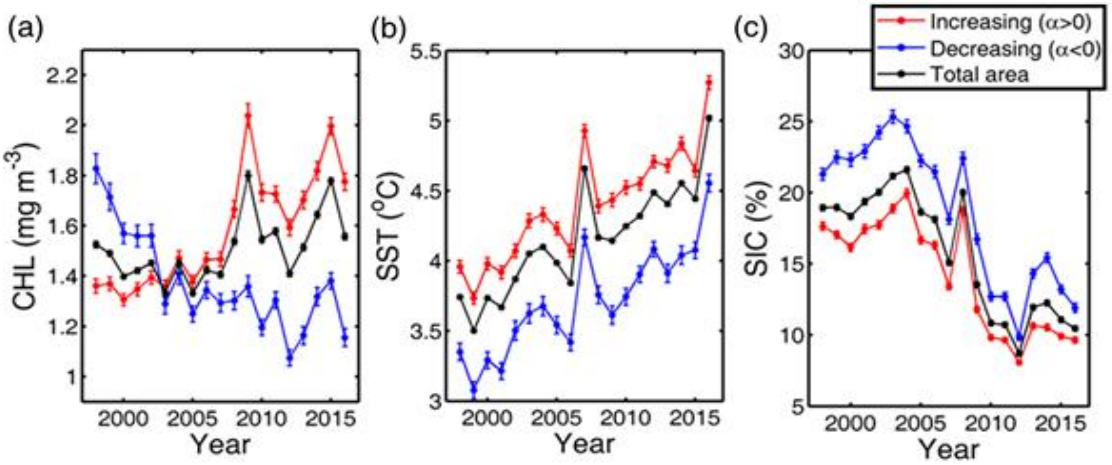


그림 3-4-18. 그림 3-4-12b의 클로로필 변화율분포도에서 증가하는 영역(적색)과 감소하는 영역(청색)으로 구분되어 계산 된 (a)클로로필 농도 (b)표층수온 (c) 해빙농도의 시계열 변동그래프.

○ 클로로필이 증가하는 추세를 가지는 지역의 전체 면적은 6,900,000 km^2, 감소 경향의 지역은 3,700,000 km^2으로, 증가경향을 지닌 지역의 규모는 감소하는 경향을 지닌 지역에 비해 약 1.87배 크며 연구 지역 전체면적의 약 65%를 차지하므로 전체적으로 증가추세가 비교적 강하다고 할 수 있음 (그림 3-4-18a).

○ 클로로필의 감소 경향도 증가하는 경향에 비해 상당히 급속도로 변화하지만 앞에서 언급했던 바와 같이 일부 지역(카라 해, 보퍼트의 맥켄지 만 부근)에서 나타나므로 전체 경향성에 큰 영향을 미치지 않음.

○ 해수면온도는 북극주변해 전반적으로 평균적으로 약 0.43°C $decade^{-1}$의 속도로 증가하는 경향이 뚜렷하며 (그림 3-4-18b) 이러한 경향은 전 지역에 걸쳐서 나타나고 있음.

○ 이에 따라 해빙면적비 또한 전 지역에 걸쳐 감소하는 경향을 띔 (그림 3-4-18c).

○ Perovich *et al.*(2008)와 Shibata *et al.*(2010)에 의해 보고된 바와 같이 2007년경 해수면온도가 순간적으로 눈에 띄게 상승했으며 해수면온도의 급증은 해빙의 녹음과 밀접한 관련이 있는데 해수면온도이상을 보인 2007년 이전부터 이미 상당한 양의 태양에너지 흡수(solar energy absorption)에 의해 2003년부터 해빙이 감소했다고 보고된 바 있음 (Steele *et al.*, 2008).

○ Serreze *et al.*(2007)이 지난 50년간 2005년 9월의 해빙면적이 최저를 기록했다고 보고한 2016년까지 꾸준히 감소해왔으며 현재까지는 2012년 가장 낮은 해빙면적을 기록함 (그림 3-4-18c).

○ 해빙면적비는 1998년부터 2016년에 걸쳐 약 5.37% decade^{-1}의 속도로 감소하고 있고 이를 해빙면적으로 환산한 결과 약 -900,000 km^2 decade^{-1}의 감소로 이해할 수 있으며 20년 동안의 평균값이 3,000,000 km^{2}인 점을 감안한다면 약 58%의 해빙면적이 소멸함.

○ 해빙면적비가 2007년 잠시 급증한 사례는 2007년 증가한 해수면온도와 맞물려 해빙 또한 급격히 녹아내리고, 이 후에 반동효과로써 증가한 것으로 판단됨.

다. 통합적 관점

○ 1998년부터 2018년까지 총 221년간의 클로로필, 해수면온도, 그리고 해빙농도 간의 상관분석을 수행.

○ 첫 번째로 클로로필과 해수면온도와의 관계에서(그림 3-4-19), 유럽북부의 바렌츠 해 및, 태평양으로 이어지는 베링 해, 그린란드 배핀만의 남부지역에서 평균적으로 0.66의 양의 상관관계를 보였고, 반대로 아이슬란드 남동부, 바렌츠 해의 일부지역과, 배핀만의 북부지역에서 -0.63의 음의 상관관계를 보였는데, 이는 해수면온도의 증가가 북극주변해의 클로로필 번성에 지역적으로 서로 다른 영향력을 나타냄을 의미함.

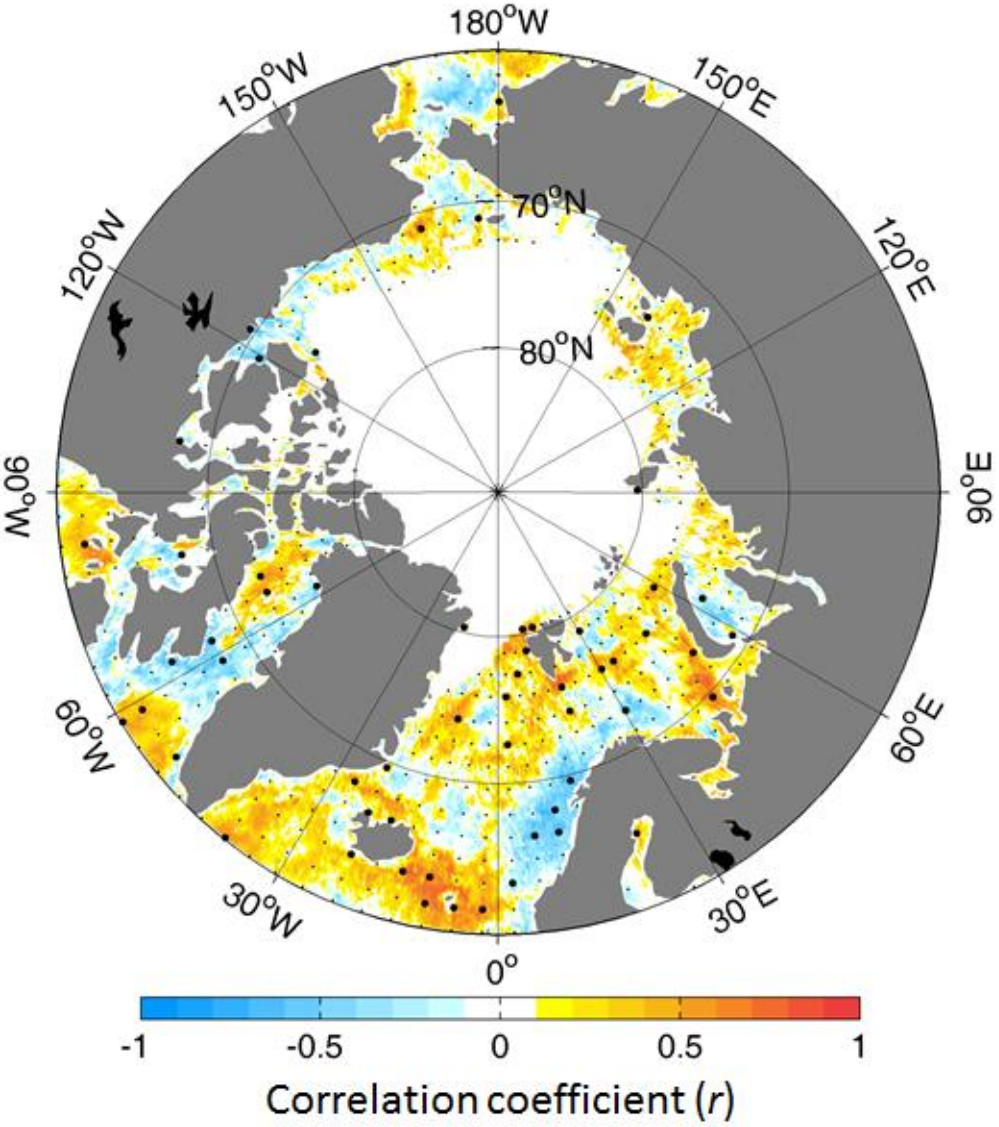


그림 3-4-19. 클로로필과 표층수온과의 상관계수($p<0.05$는 점으로 표시).

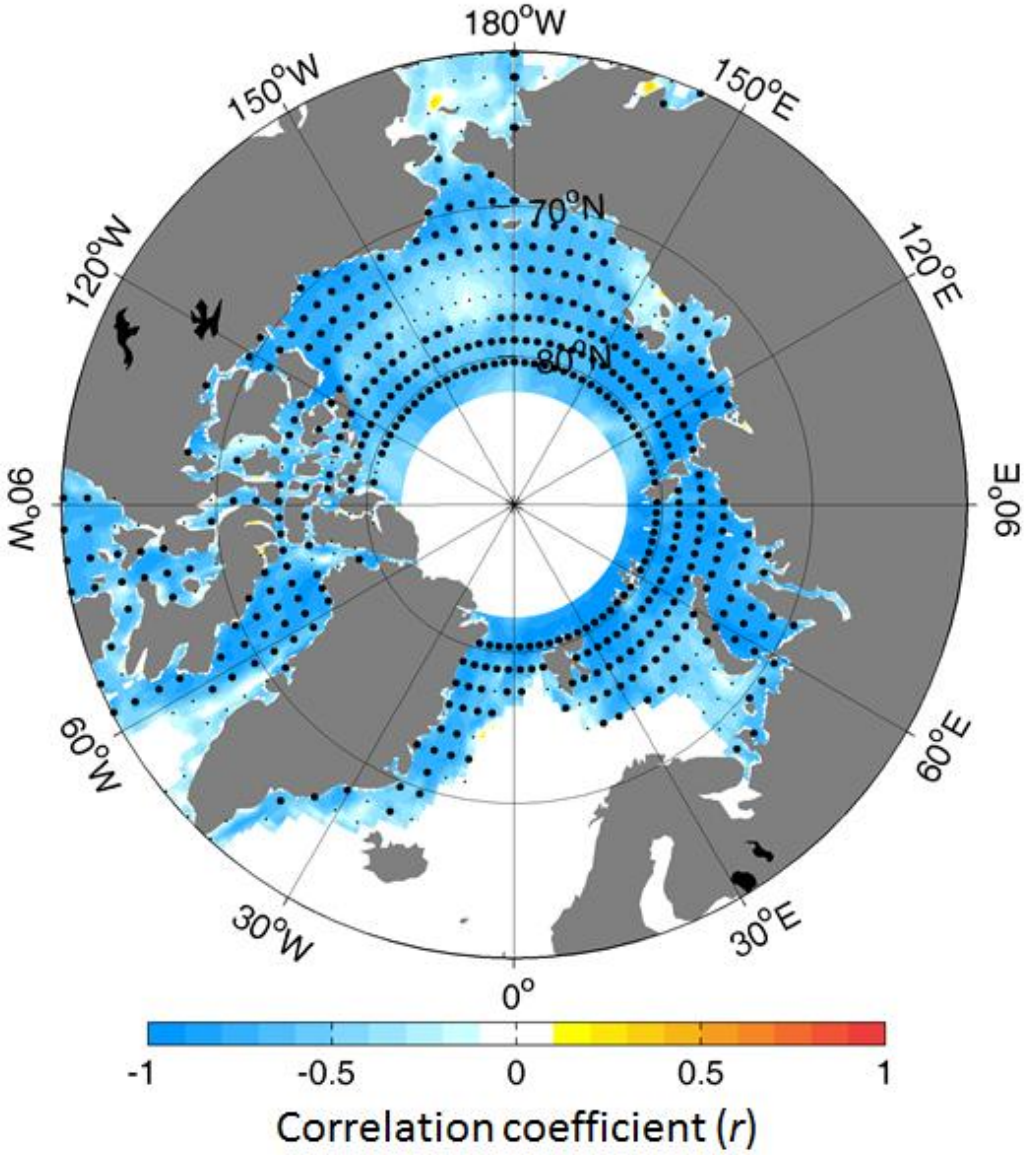


그림 3-4-20. 해빙농도와 표층수온과의 상관계수(p<0.05는 점으로 표시).

○ 두 번째로 해수면온도와 해빙면적비의 상관관계는 전반적으로 강한 음의 상관관계(r=-0.76)을 보임 (그림 3-4-20).

○ 다수의 연구자들은 해빙의 융해의 주된 요인은 대기 중 수증기의 증가 및 온난 이류에 의한 것이지만 북극 해수면 온도의 증가는 전 지구적 대기 순환이 기여하는 바가 크다고 주장하고 있음 (Wang and Key, 2005; Zuidema *et al.*, 2005; Francis and Hunter, 2006).

○ 반대로 몇몇 연구들은 개빙면적의 증가와 수온증가로 인해 오히려 해양에서 대기로 향하는 열 플럭스(Heat flux)가 증가하여 공기 중의 증가된 하향장파복사량이 융해량을 증가시킬 수 있다는 주장이 있음 (Belchansky *et al.*, 2003; Serreze *et al.*, 2007).

○ 따라서 단순 해수면온도와 해빙면적비의 관계는 높은 상관성을 보여줬음에도 불구하고 복합적인 요인을 받는 환경 인자이므로 그 관계에 대한 보다 심도 깊은 연구가 필요함.

KOPRI
극지연구소

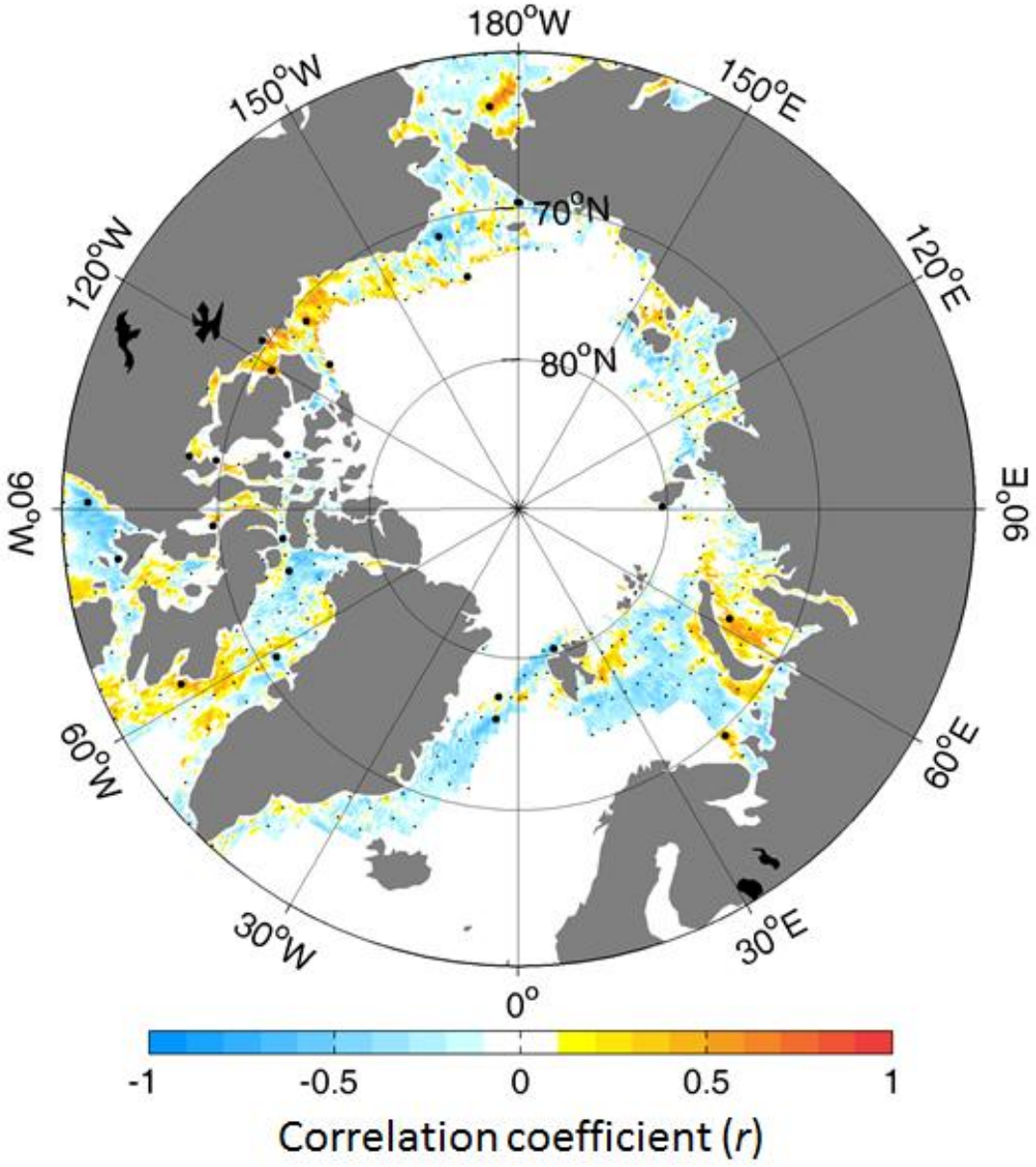


그림 3-4-21. 클로로필과 해빙농도와의 상관계수(p<0.05는 점으로 표시).

○ 마지막으로 클로로필과 해빙면적비와의 관계를 그림 3-4-21에 나타냄.

○ 클로로필 농도는 해빙면적비가 30% 이하인 지역에서만 관측되었으며 자료한계성의 문제로 약 ±0.1의 약한 상관관계를 보여줌.

○ 북극 클로로필 증가에 기여하는 수괴 혼합, 육지기원 영양염 유입, 개빙면적 증가로 인한 광량증가와 같은 환경적 요인은 기후변화와 연계된 이해가 필요하기

에 수치모델 및 재분석자료 등으로부터 산출된 자료를 이용함으로써 심층연구가 수행될 필요가 있음.

KOPRI
극지연구소

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

제 1 절 연구개발목표 달성도

성과목표	세부목표		달성 주요내용	달성도
1차년도(2017) 다중위성 융합 관측 자료를 이용한 해빙/유빙의 시/공간적 변화 분석	1-1	해빙/유빙 분포 파악을 위한 다중위성(해색, 광학, SAR 등) 관측 자료 수집 및 시/공간 분포 특성 분석	- 북극 주변 해역 다중위성에서 관측된 해빙/유빙 분포 자료 수집 및 분석 - 수집된 해빙/유빙 자료와 입자 추적 모델 개발 수행	- 해빙/유빙 분포도 작성 - 현장 관측과 모델 결과 비교 - 학술회의 발표
	1-2	해빙/유빙 주변 해역 물리적 특성 파악을 위한 위성 및 재분석 자료 수집 및 DB 구축	- 해빙/유빙 이동과 관련된 물리적 요인 파악을 위해 위성 및 재분석 자료 수집 및 분석 - 이동 경로에 영향을 주는 물리적 특성 파악	- 북극해 해양환경 변화 분석 결과 논문 투고 - 학술회의 발표
	1-3	북극권 해빙/유빙 추적을 위한 입자 추적 모델 개발	- 모델에서 재현된 자료와 현장자료 검증 및 평가 - 해빙 유빙의 이동경로 파악	- 2016년 해빙/유빙 모델 추적 결과 제시 - 학술회의 발표

성과목표	세부목표		달성 주요내용	달성도
2차년도 (2018) 다중위성 융합 관측 자료를 이용한 해빙/유빙의 시/공간적 변화 분석	2-1	입자 추적 모델 입/출력 자료검증	- 2009년 현재까지 모델 입력인 HYCOM과 ECMWF 자료 융합 ITP 추적 결과 비교 - 연도별 ITP 자료를 이용한 북극해 해류 속도 및 경향 분석 - 해류와 바람간의 상호 관계 파악	- ITP 분포도 및 속도 분석 - 해류와 바람 관계식 개발 - 학술회의 발표
	2-2	시/공간 해빙/유빙 자료를 이용한 입자추적 모델 평가	- 해류와 바람 관계식을 이용 입자 추적 시뮬레이션 시도 - Beaufort Cyre와 Transpolar Drift 해역에서 나누어 시뮬레이션 - 입자 이동 경로 차이점 분석 및 원인 분석	-2009년부터 현재까지 입자추적 시뮬레이션 완료 - 해빙/유빙 사이즈를 고려한 입자 추적 시뮬레이션
	2-3	입자추적 모델을 이용한 해빙/유빙 이동경로 추적 연구	- Arctic oscillation 차이에 따른 환경 설정 후 입자 추적 모델을 통한 이동경향 추적 - 해빙 유빙의 이동경로 파악 및 원인 분석	-시나리오에 따른 해빙/유빙 이동 경향 차이점 분석 - 학술회의 발표

KOPRI 극지연구소

성과목표	세부목표		달성 주요내용	달성도
3차년도 (2019) 입자추적 모델 개발을 통한 해빙/유빙 이동 경향 파악 및 변화양상 분석	3-1	입자추적 시뮬레이션 기반 자료 보충 및 개선	- 입자추적 시뮬레이션에 대입되는 기반 자료(ITP, 위성관측 등) 추가 및 시뮬레이션 정확도 개선	- ITP 자료를 이용한 북극해 해빙/유빙 분포도 및 속도 변화 분석 - 연도별 입자추적 시뮬레이션 결과 분석 - 시나리오별 해빙/유빙 이동경로 분석 결과
	3-2	시뮬레이션 결과와 외부인자와의 관계 조사	- 시뮬레이션을 통한 해빙/유빙의 이동, 분포의 변화와 외부인자(표층수온, 기온, 해빙밀도 등)와의 관계 조사	- 현장자료 기반 해류와 바람간의 상호관계 계산 - 해류, 바람, 그리고 상호간 융합된 결과를 따로 분석하여 북극해 최적화된 관계 분석
	3-3	시뮬레이션 결과 분석 및 실측자료에서 나타난 환경변화 비교	- 시뮬레이션을 통한 해빙/유빙의 이동, 분포의 변화와 ITP 자료에서 나타나는 북극해의 물성 변화의 비교 분석	- 2009년부터 현재까지 현장자료에 기반하여 입자추적 시뮬레이션 수행 - 학술대회 발표

제 2 절 대외기여도

○ 학술적 파급효과

- 북극해 해빙/유빙의 분포와 해양환경변화의 학술적 이해 증대
- 종합적 관측망 운용으로 장기 자료 획득과 이를 통한 체계적 연구 기회 제공
- 다학제적 연구로 국내 북극권 위성 연구 수준의 국제화
- 위성과 모델을 연계한 융합 연구로 위성활용 연구 극대화

○ 경제적 파급효과

- 북극해 빙권의 종합적으로 체계적인 자료 제공으로 북극항로 개발 시 유용한 자료 제공
- 북극해 해양수산자원 변화 연구 및 개발에 활용 할 수 있는 자료 제공

KOPRI
극지연구소

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

본 과제에서 수행된 입자추적 모델을 이용한 해빙/유빙 추적 기술 개발 결과는 다음과 같은 항목에 대하여 향후 활용이 가능할 것으로 기대됨.

○ 북극해 해빙/유빙의 분포와 해양환경변화의 학술적 이해 증대.

○ 종합적 관측망 운용으로 장기 자료 획득과 이를 통한 체계적 연구 기회 제공.

○ 다학제적 연구로 국내 북극권 위성 연구 수준의 국제화.

○ 위성과 모델을 연계한 융합 연구로 위성활용 연구 극대화.

○ 북극해 빙권의 종합적이고 체계적인 자료 제공으로 북극항로 개발시 유용한 자료 제공.

○ 북극해 해양수산자원 변화 연구 및 개발에 활용 할 수 있는 자료 제공.

KOPRI 극지연구소

제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

Agency	Factor	Resolution	Duration	Website
HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model)	Sea surface current component (U,V)	1/12 (0.08)° Daily	2009 - 2018	https://www.hycom.org/
ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)	Wind component (U,V)	0.125 ° Daily		https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim
OSISAF (Ocean and Sea Ice Satellite Application Facilities)	Sea ice drift (U,V)	62.5 km Daily		ftp://osisaf.met.no/archive/ice/drift_lr/merged/

극지연구소

제 7 장 참고문헌

오민기, 김현철, 2018. 베링해 해빙 상태와 척치해 해빙 변화 간의 연관성 분석: 정보 엔트로피 접근, 대한원격탐사학회, 34(6), 1229-1238.

Abdalati, W., Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W. and Yungel, J. 2001. Outlet glacier and margin elevation changes: Near-coastal thinning of the Greenland ice sheet. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106(D24), 33729 - 33741.

Andresen, C.S., Straneo, F., Ribergaard, M. H., Bjørk, A. A., Andersen, T. J., Kuijpers, A., Nørgaard-Pedersen, N., Kjær, K. H., Schjøth, F., Weckström, K. and Ahlstrøm, A. P. 2011. Rapid response of Helheim Glacier in Greenland to climate variability over the past century. Nature Geoscience, 5(1), 37 - 41.

Arrigo, K. R. and van Dijken, G. L. 2004. Annual cycles of sea ice and phytoplankton in Cape Bathurst polynya, southeastern Beaufort Sea, Canadian Arctic. Geophysical Research Letters, 31(8), 2 - 5.

Arrigo, K. R. and van Dijken, G. L. 2011. Secular trends in Arctic Ocean net primary production. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(9), 1 - 15.

Bader, Jü. 2014. The origin of regional Arctic warming Construction of a yeast chromosome. Nature 509, 8 - 9. doi:10.1038/509167a.

Barber, D. G., Hop, H., Mundy, C. J., Else, B., Dmitrenko, I. A., Tremblay, J. E., Ehn, J. K., Assmy, P., Daase, M., Candlish, L. M. and Rysgaard, S. 2015. Selected physical, biological and biogeochemical implications of a rapidly changing Arctic Marginal Ice Zone. Progress in Oceanography, 139(December), 122 - 150.

Belchansky, G. I., Douglas, D. C. and Platonov, N. G. 2004. Duration of the Arctic sea ice melt season: Regional and interannual variability, 1979-2001. Journal of Climate, 17(1): 67 - 80.

Boé, J., Hall, A. and Qu, X. 2009. September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100. Nature Geoscience, 2(5), 341 - 343.

Carmack, E. C., Aagaard, K., Swift, J. H., Macdonald, R. W., McLaughlin, F. A., Jones, E. P., Perkin, R. G., Smith, J. N., Ellis, K. M. and Killiush, L. R. 1997. Changes in temperature and tracer distributions within the Arctic Ocean: Results from the 1994 Arctic Ocean section. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 44(8), 1487 - 1502.

Comiso, J. C. 2003. Warming trends in the Arctic from clear sky satellite observations. Journal of Climate, 16(21), 3498 - 3510.

Cullather, R. I., Lim, Y.-K., Boisvert, L. N., Brucker, L., Lee, J. N., and Nowicki, S. M.

KOPRI 극지연구소

J., 2016. Analysis of the warmest Arctic winter, 2015-2016, *Geophysical Research Letter*, 43,10808-10816.

Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. Mcnally, B. M. Monge-Sanz, J. J. Morcrette, B. K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J. N. Thépaut and F. Vitart, 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137(666), 553 - 597.

Ding, Q., Wallace, J. M., Battisti, D. S., Steig, E. J., Gallant, A. J. E., Kim, H.-J., & Geng, L. 2014. Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland. Nature, 509(7499), 209 - 212.

Emery, W. J., Fowler, C.W. and Maslanik, J.A., 1997. Satellite-derived maps of Arctic and Antarctic sea ice motion: 1988 to 1994. Geophysical Research Letters 24: 897 - 900. doi:10.1029/97GL00755.

Francis, J. A. and Hunter, E. 2006. New insight into the disappearing Arctic sea ice. Eos, Transactions American Geophysical Union, 87(46), 509 - 511.

Groves, D. G. and Francis, J. A. 2002. Variability of the Arctic atmospheric moisture budget from TOVS satellite data. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 107(24).

Hegseth, E. N., 1992. Sub-ice algal assemblages of the Barents Sea: Species composition, chemical composition, and growth rates. Polar Biology, 12(5), 485-496

Hill, V. and Cota, G., 2005. Spatial patterns of primary production on the shelf, slope and basin of the Western Arctic in 2002. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 52(24 - 26), 3344 - 3354.

Holland, M. M., Finnis, J. and Serreze, M. C., 2006. Simulated Arctic Ocean freshwater budgets in the twentieth and twenty-first centuries. Journal of Climate, 19(23), 6221 - 6242.

Hu, C., Yang, S., Wu, Q., Li, Z., Chen, J., Deng, K., Zhang, T. and Zhang, C., 2016. Shifting El Niño inhibits summer Arctic warming and Arctic sea-ice melting over the Canada Basin. Nature Communications, 7, 11721.

Hunt, G. L., Stabeno, P., Walters, G., Sinclair, E., Brodeur, R.D., Napp, J.M. and Bond, N.A., 2002. Climate change and control of the southeastern Bering Sea pelagic ecosystem. Deep Sea Research Part II. 49. doi:10.1016/j.cognition.2008.05.007.

IOCCG, 2004. Guide to the Creation and Use of Ocean-Color, Level-3, Binned Data

product. Antonie, D.(ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No.4, IOCCG, Dartmouth, Canada, pp88.

IOCCG, 2007. Ocean-Colour Data Merging. Gregg, W. (ed.), Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No.4, IOCCG, Dartmouth, Canada, pp68.

Jay, Z. H., Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Cavalieri, D. J. and Gloersen, P., 2002. Variability of Antarctic sea ice 1979 - 1998, Journal of Geophysical Research: Oceans, 107(C5), 3041.

Jones, E. P., Anderson, L. G. and Swift, J. H., 1998. Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation. Geophysical Research Letters, 25(6), 765 - 768.

Kay, J. E., L'Ecuyer, T., Gettelman, A., Stephens, G. and O'Dell, C., 2008. The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum. Geophysical Research Letters 35, 1 - 5. doi:10.1029/2008GL033451.

Kwok, R., and Cunningham, G. F., 2010. Contribution of melt in the Beau- fort Sea to the decline in Arctic multiyear sea ice coverage: 1993 - 2009, Geophys. Res. Lett., 37, L20501, doi:10.1029/2010GL044678.

Kwok, R., Spreen, G. and Pang, S., 2013. Arctic sea ice circulation and drift speed: Decadal trends and ocean currents. Journal of Geophysical Research: Oceans 118, 2408 - 2425. doi:10.1002/jgrc.20191.

Lammers, R. B., Shiklomanov, A. I., Vörösmarty, C. J., Fekete, B. M. and Peterson, B. J., 2001. Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records. Journal of Geophysical Research, 106, 3321.

Lavergne, T., Eastwood, S., Teffah, Z., Schyberg, H. and Breivik, L. A., 2010. Sea ice motion from low-resolution satellite sensors: An alternative method and its validation in the Arctic. Journal of Geophysical Research: Oceans 115, 1 - 14. doi:10.1029/2009JC005958.

Lu, P. and Li, Z., 2010. A method of obtaining ice concentration and floe size from shipboard oblique sea ice images. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 48, 2771 - 2780. doi:10.1109/TGRS.2010.2042962.

Macdonald, R. W., Solomon, S. M., Cranston, R. E., Welch, H. E., Yunker, M. B. and Gobeil, C., 1998. A sediment and organic carbon budget for the Canadian beaufort shelf. Marine Geology, 144(4), 255 - 273.

Matthiessen, J., Kunz-Pirrung, M. and Mudie., P. J., 2000. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments ofthe Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff. International Journal of Earth Sciences 89, 470 - 485. doi:10.1007/s005310000127.

McClelland, J. W., Holmes, R. M., Peterson, B. J. and Stieglitz, M., 2004. Increasing river discharge in the Eurasian Arctic: Consideration of dams, permafrost thaw, and fires as potential agents of change. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 109(18), 1 - 12.

Meon, B., and Amon, R. M. W., 2004. Heterotrophic bacterial activity and fluxes of dissolved free amino acids and glucose in the Arctic Rivers Ob Yenisey and the Kara Sea. Aquatic Microbial Eology 37, 121 - 135.

O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, S. A., Kahru, M. and MaClain, C., 1998. Ocean color chlorophyll algorighms for SeaWiFS, Journal of Geophysical Research, 103(C11), 24937 - 24953.

Pabi, S., van Dijken, G. L. and Arrigo, K. R., 2008. Primary production in the Arctic Ocean, 1998-2006. Journal of Geophysical Research: Oceans, 113(8), 1998 - 2006.

Parkinson, C. L. and Comiso., J.C., 2013. On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm. Geophysical Research Letters 40, 1356 - 1361. doi:10.1002/grl.50349.

Perovich, D. K., Richeter-Menge, J.A., Jones, K.F., and Light., B., 2008. Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007. Geophysical Research Letters 35, 2 - 5. doi:10.1029/2008GL034007.

Perrette, M., Yool, A., Quartly, G. D. and Popova, E. E., 2011. Near-ubiquity of ice-edge blooms in the Arctic. Biogeosciences, 8(2), 515 - 524.

Peterson, B. J., 2002. Increasing River Discharge to the Arctic Ocean. Science, 298(5601): 2171 - 2173.

Plueddemann, A.J., R. Krishfield, T. Takizawa, K. Hatakeyama, and S. Honjo, 1998. Upper ocean velocities in the Beaufort Gyre, Geophysical Research Letters, 25(2), 183-186.

Rainville, L. and Woodgate, R. A., 2009. Observations of internal wave generation in the seasonally ice-free Arctic. Geophysical Research Letters, 36(23), 1 - 5.

Screen, J. A., Deser, C. and Simmonds., I., 2012. Local and remote controls on observed Arctic warming. Geophysical Research Letters 39, 1 - 5. doi:10.1029/2012GL051598.

Serreze, M. C., A. P. Barrett, A. G. Slater, R. A. Woodgate, K. Aagaard, R. B. Lammers, M. Steele, R. Moritz. Meredith M. and Lee, C.M., 2006. The large-scale freshwater cycle of the Arctic. Journal of Geophysical Research: Oceans 111, 1 - 19. doi:10.1029/2005JC003424.

Serreze, M. C., Holland, M. M. and Stroeve, J. C., 2007. Perspectives on the Arctic's Shrinking Sea-Ice Cover. Science, 315, 1533 - 1536.

Shibata, A., Murakami, H., and Comiso., J.C., 2010. Sea Surface Temperature in Arctic

Ocean from 2002 to 2009 Observed by Advanced Microwave Scanning Radiometer-E. Journal of The Remote Sensing Society of Japan 30, 105 - 113. doi:10.11440/rssj.30.105.

Shibata, T., Tripathy, S.C., and Ishizaka., J., 2010. Phytoplankton pigment change as a photoadaptive response to light variation caused by tidal cycle in Ariake Bay, Japan. Journal of Oceanography 66, 831 - 843. doi:10.1007/s10872-010-0067-z.

Shimada, K., Kamoshida, T., Itoh, M., Nishino, S., Carmack, E., McLaughlin, F., Zimmermann, S. and Proshutinsky, A., 2006. Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. Geophysical Research Letters, 33(8), 3 - 6.

Smith, W. O., 1995. Primary productivity and new production in the Northeast Water (Greenland) Polynya during summer 1992. Journal of Geophysical Research, 100(C3), 4357 - 4370.

Steele, M., Ermold, W. and Zhang, J., 2008. Arctic Ocean surface warming trends over the past 100 years. Geophysical Research Letters, 35(2), 1 - 6.

Timmermans, M.-L., J. Toole, A. Proshutinsky, R. Krishfield, and A. Plueddemann, 2008. Eddies in the Canada Basin, Arctic Ocean, observed from Ice-Tethered Profilers, Journal of Physical Oceanography, 38, 133-145.

Wang, X. and Key, J. R., 2005. Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR polar pathfinder dataset. Part II: Recent trends. Journal of Climate, 18(14), 2575 - 2593.

Woodgate, R. A., Aagaard, K. and Weingartner, T. J., 2006. Interannual changes in the Bering Strait fluxes of volume, heat and freshwater between 1991 and 2004. Geophysical Research Letters, 33(15), 2 - 6.

World Meteorological Organization, 1970. WMO-Sea ice nomenclature, 1970 edition, Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva.

Zhang, J., Lindsay, R., Schweiger, A., and Steele, M., 2013. The impact of an intense summer cyclone on 2012 Arctic sea ice retreat, *Geophysical Research Letters*, 40, 720-726.

Zhang, J., Rothrock, D.A. and Steele, M., 2013. Projections of an Ice-Diminished Arctic Ocean-Retrospection and Future Projection. Polar Science Center, Applied Physics Laboratory, University of Washington, http://psc. apl. washington. edu/zhang/IDAO/index. html, accessed, 30.

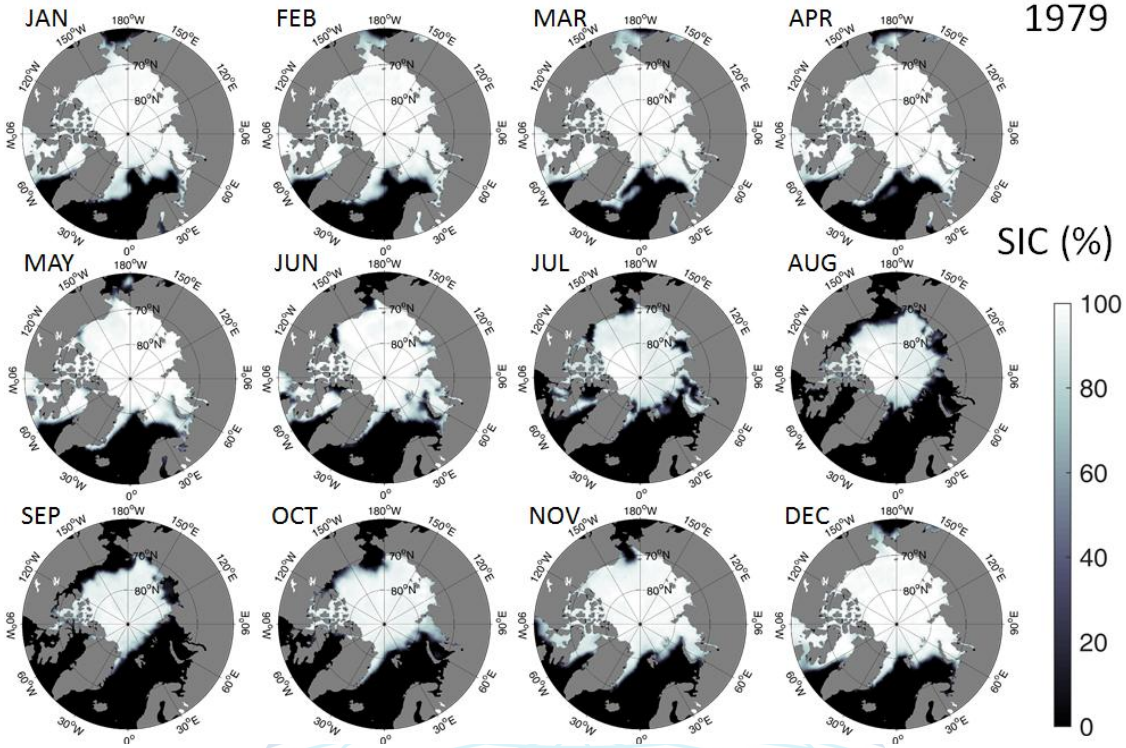
Zhao, Y. and Liu, A.K., 2007. Arctic sea-ice motion and its relation to pressure dield, *Journal of Oceancography*, 63, 505-515.

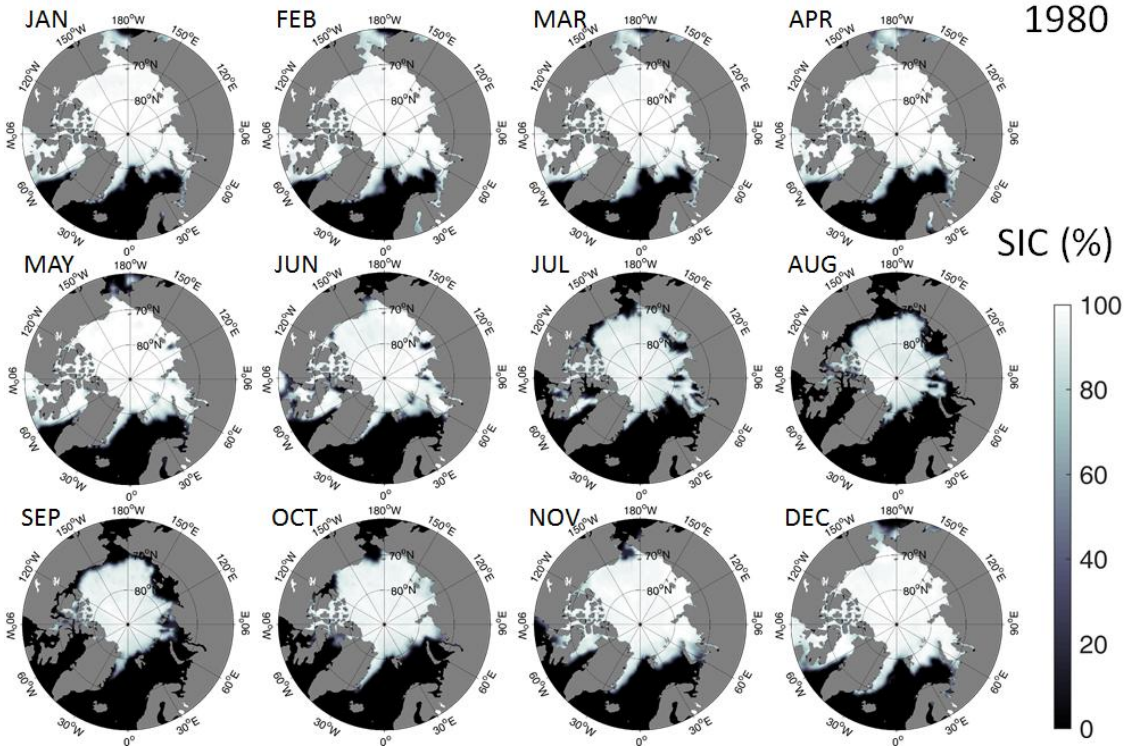
Zuidema, P., Baker, B. and Han, Y., 2005. An Arctic springtime mixed-phase cloudy

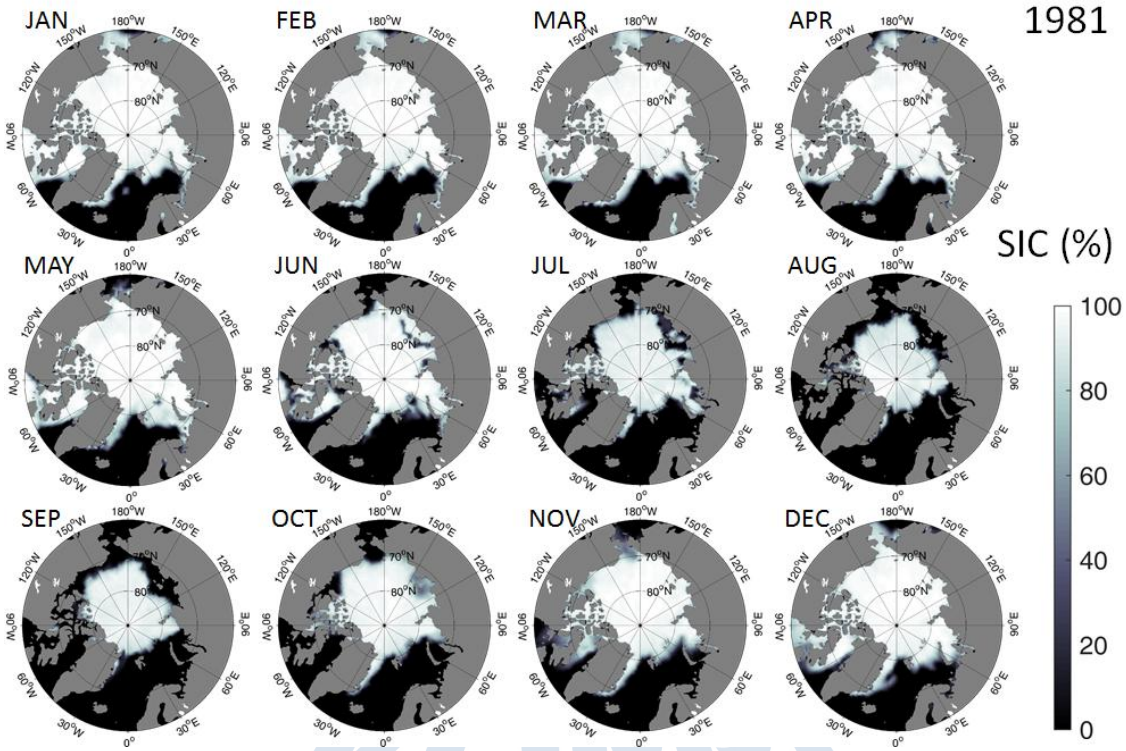
boundary layer observed during SHEBA. Journal of the atmospheric sciences, 62(1), 160 - 176.

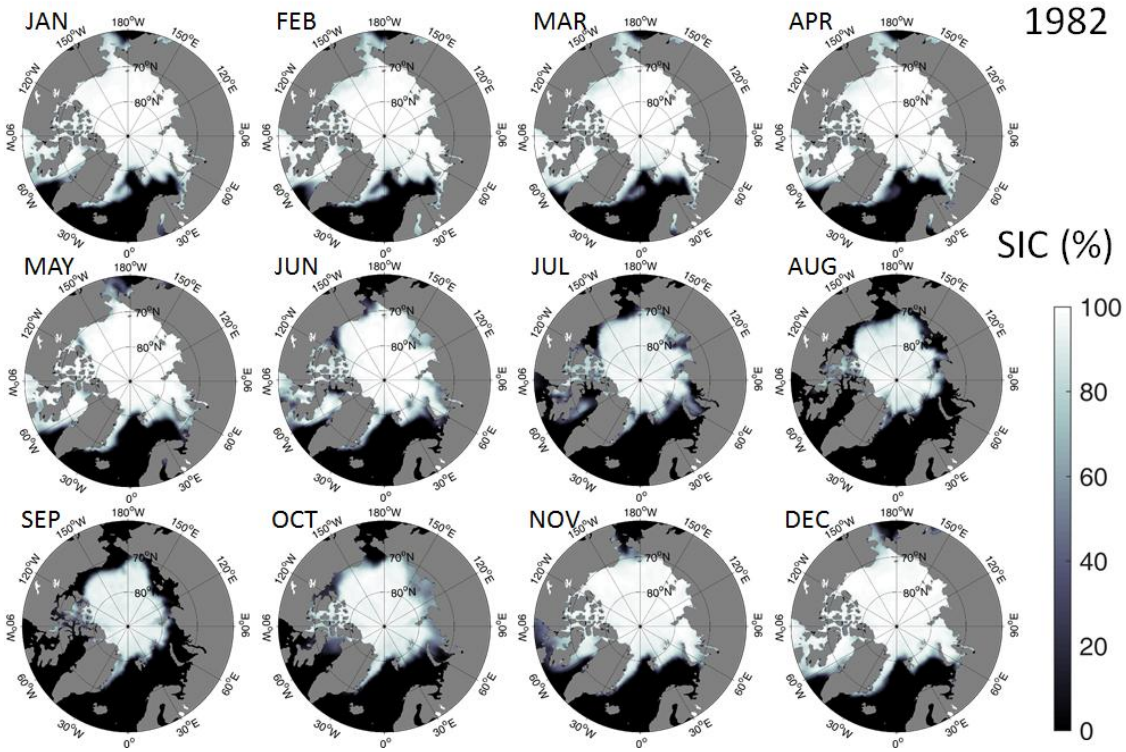
KOPRI
극지연구소

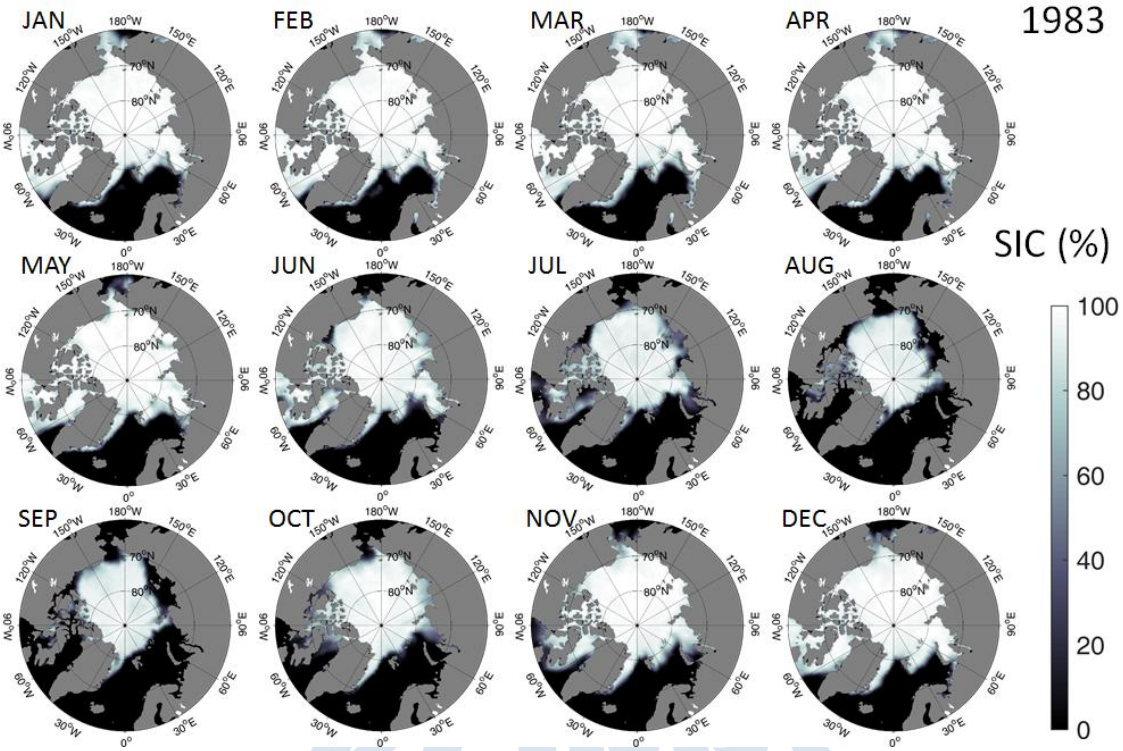
첨부 1. 1979년-2018년 월별 해빙농도 분포도

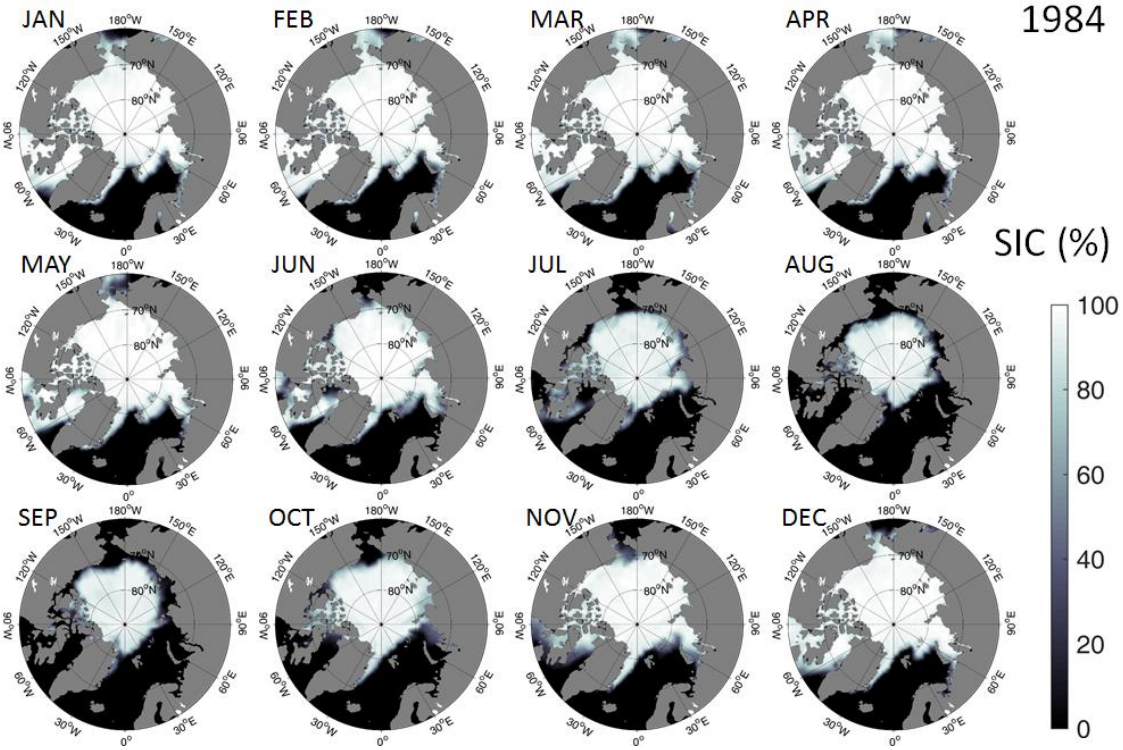


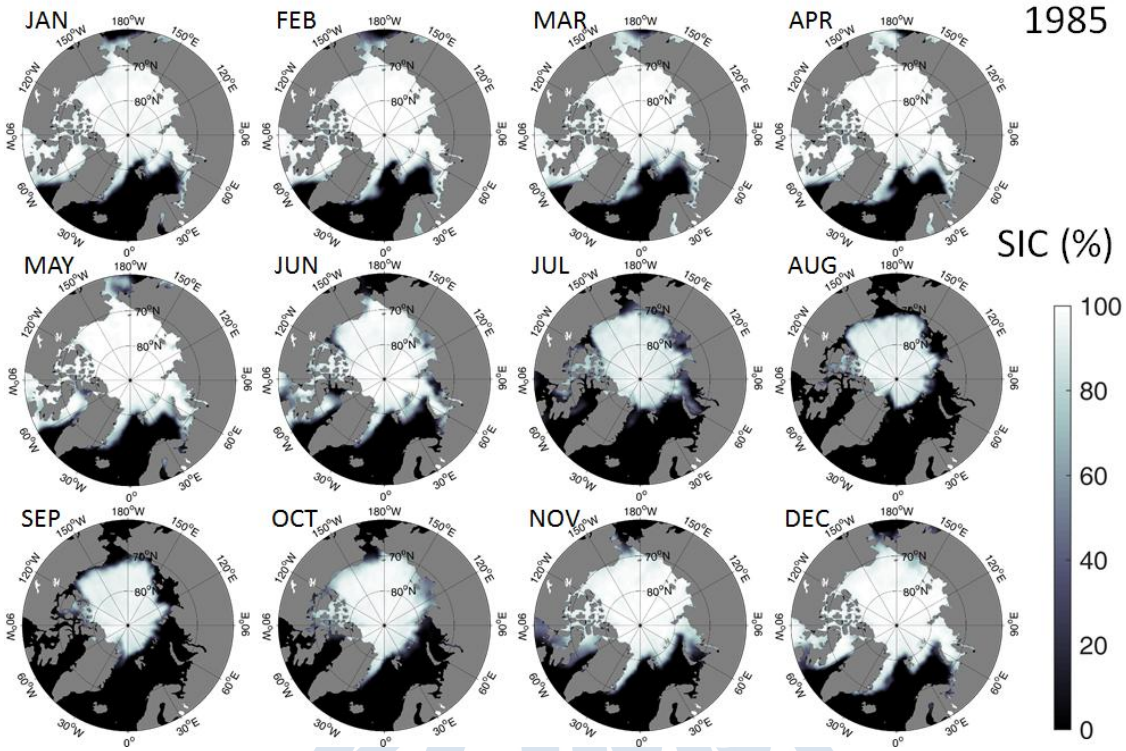


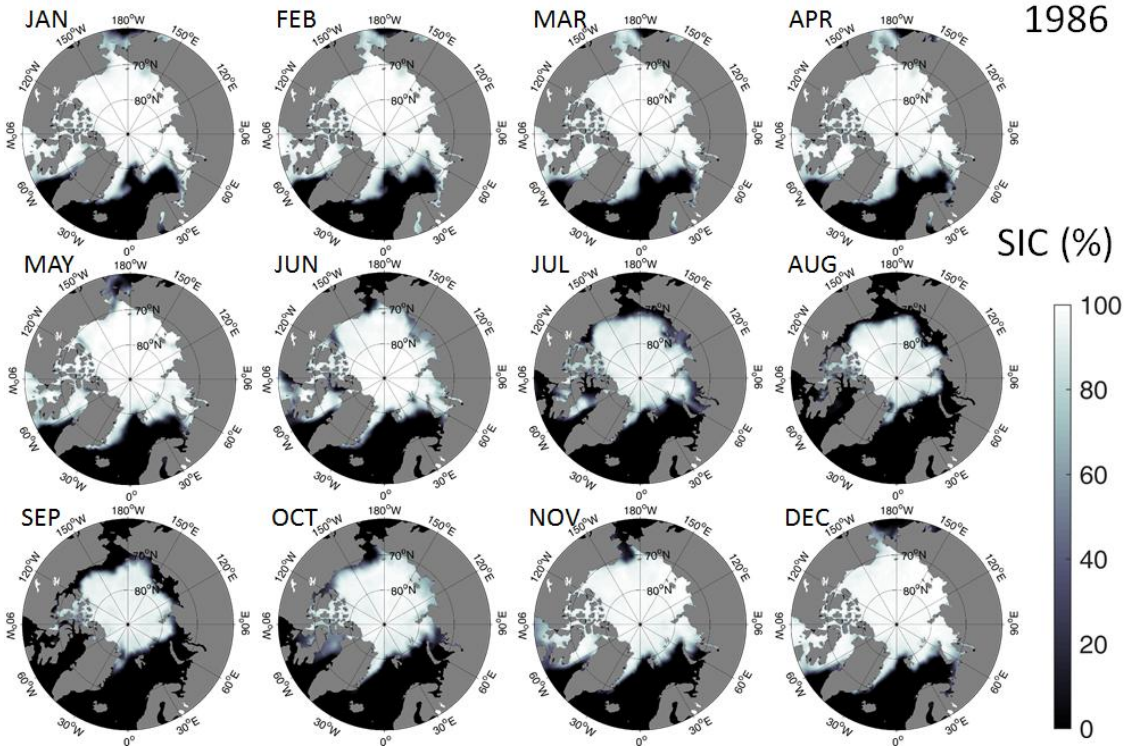

1981
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

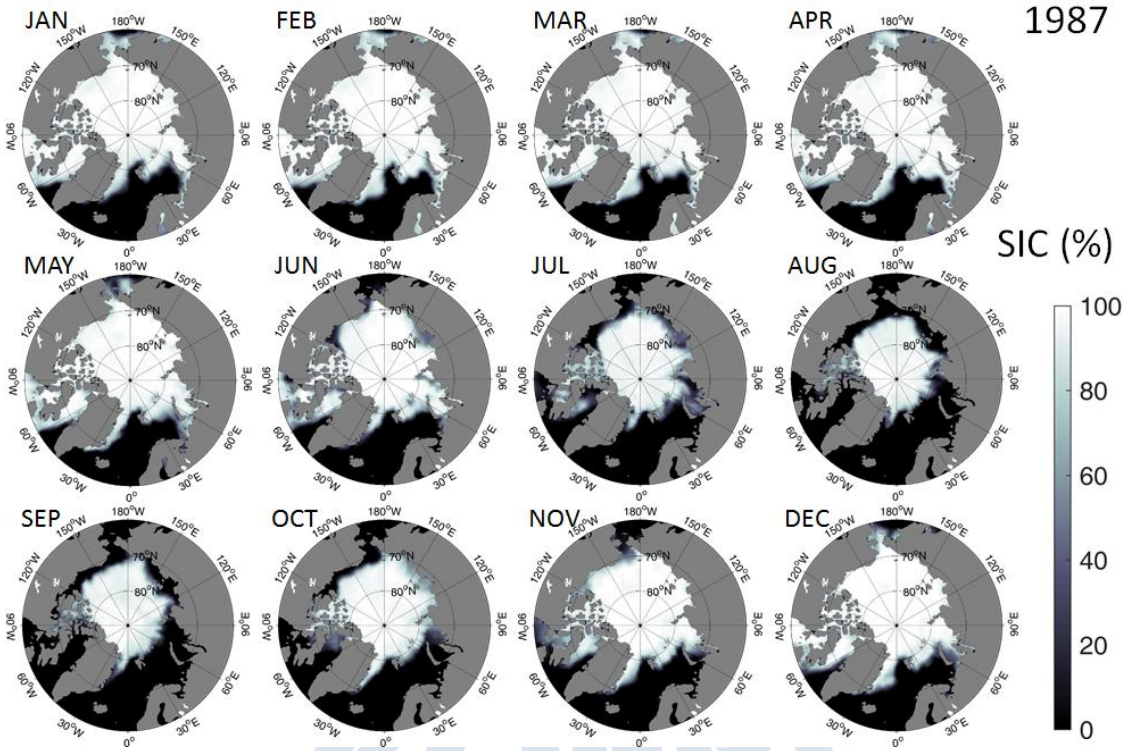

1982
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

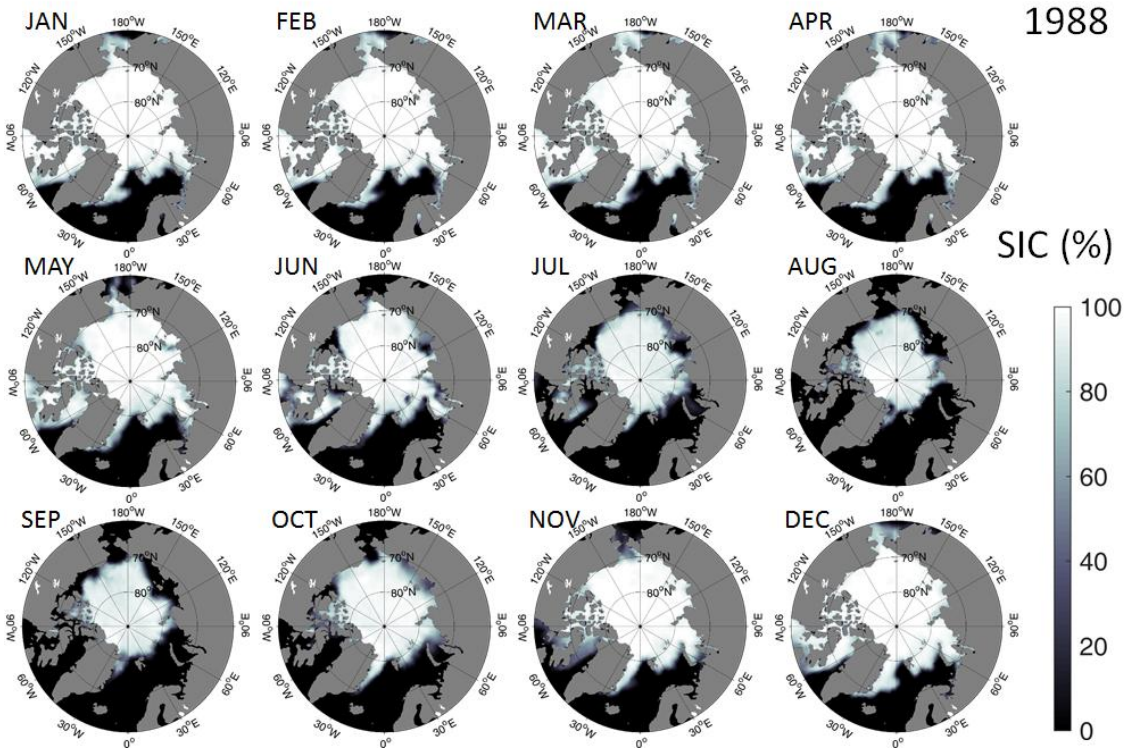

1983
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

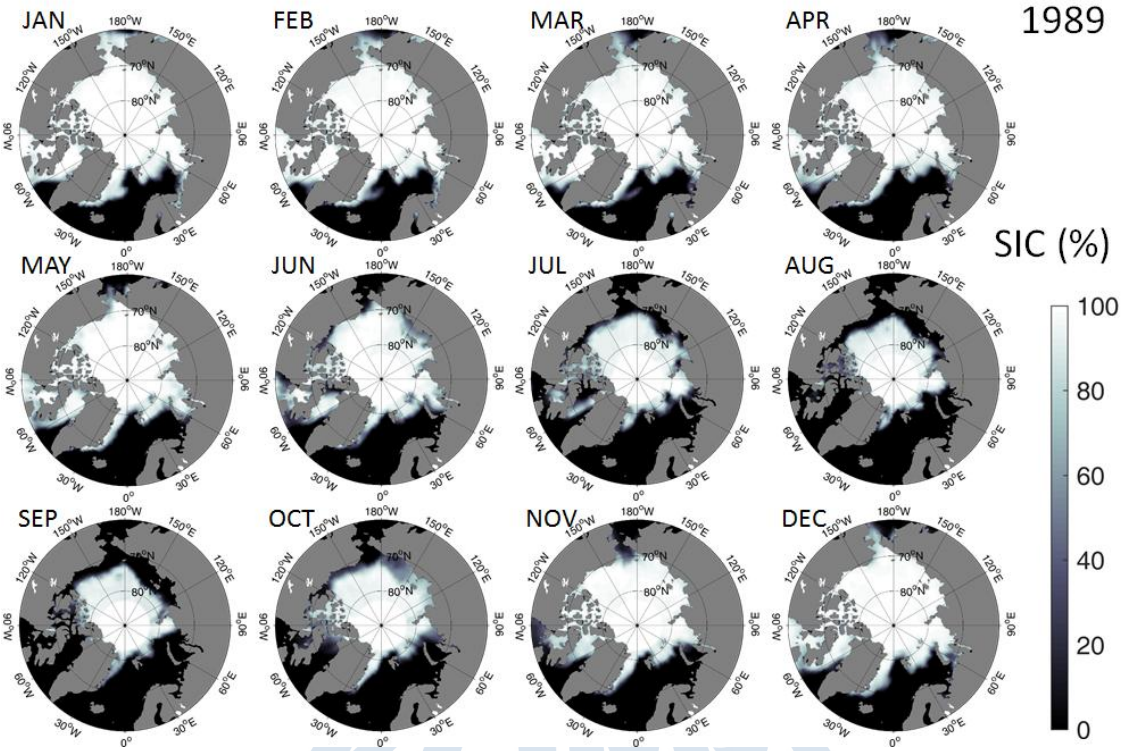

1984
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

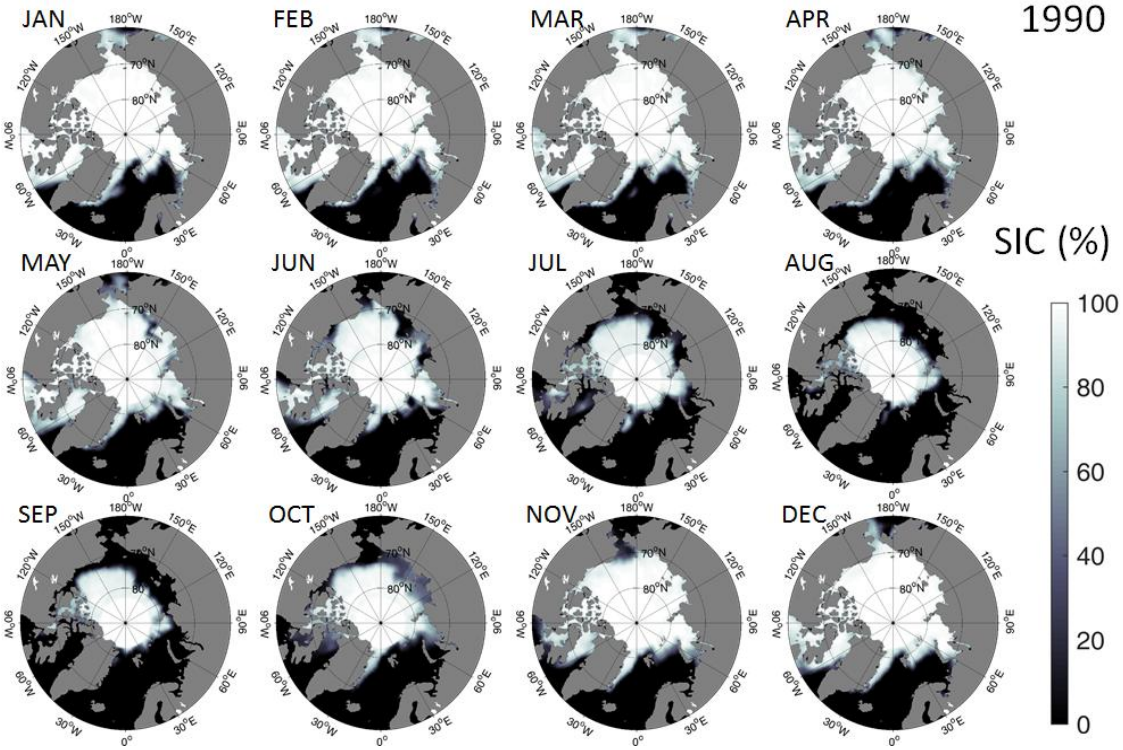

1985
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

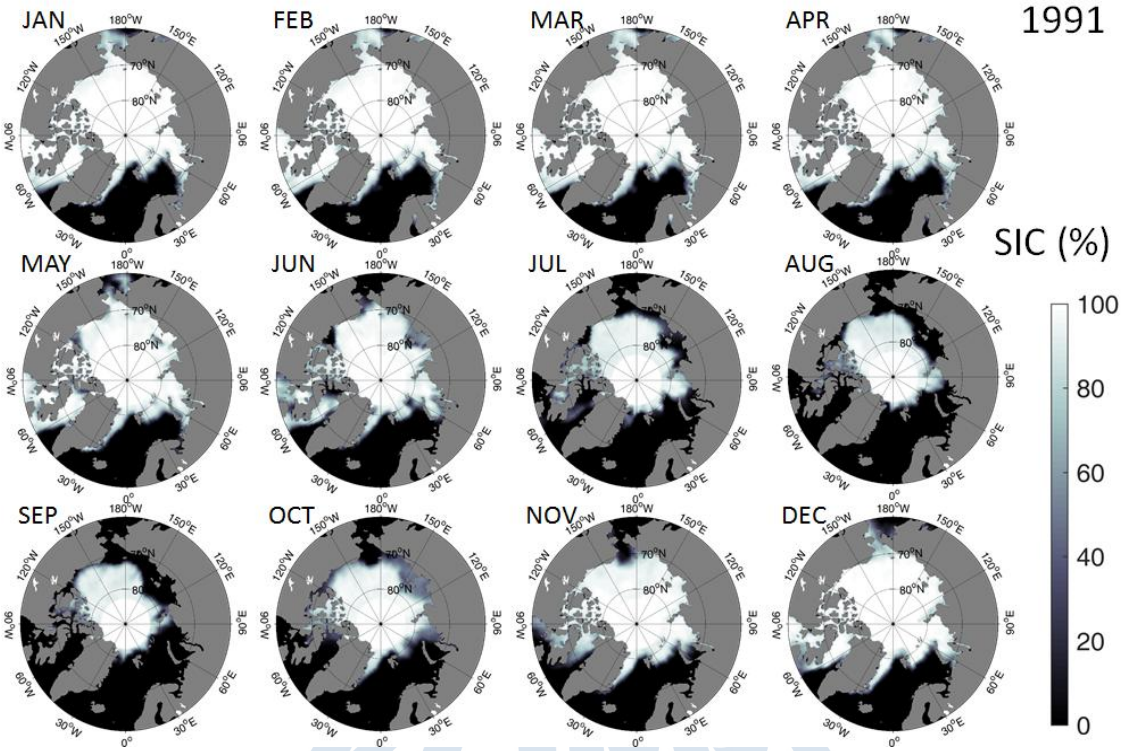

1986
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

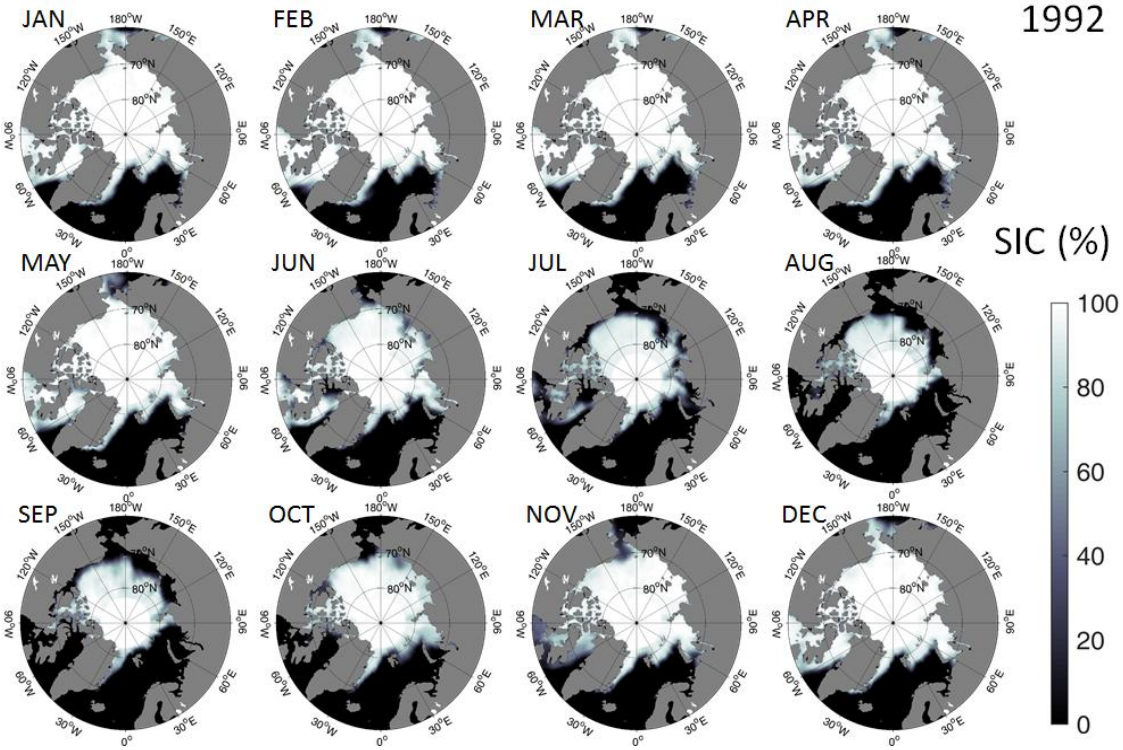

1987
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

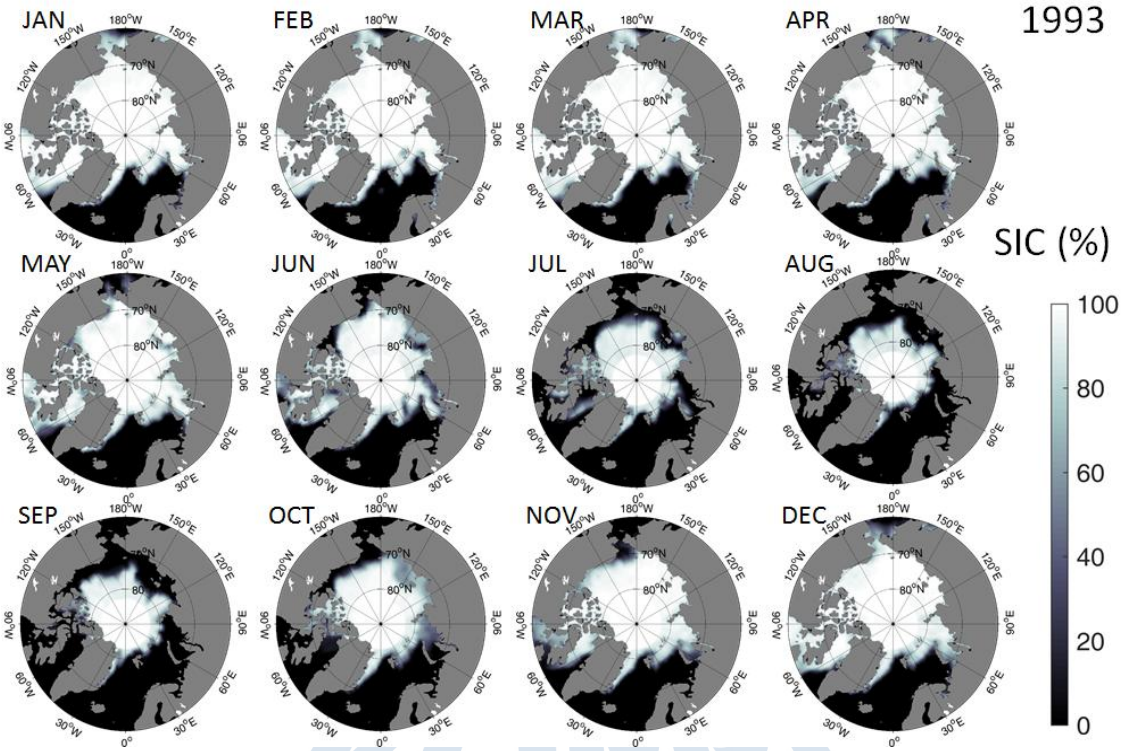

1988
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

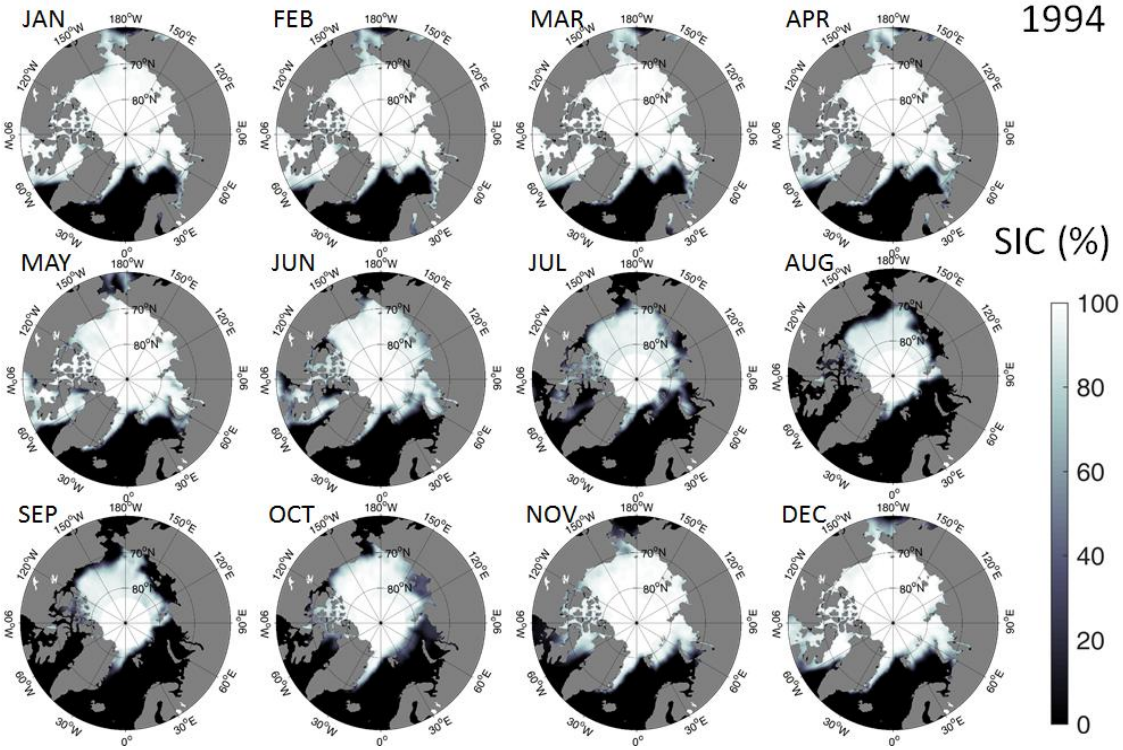

1989
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

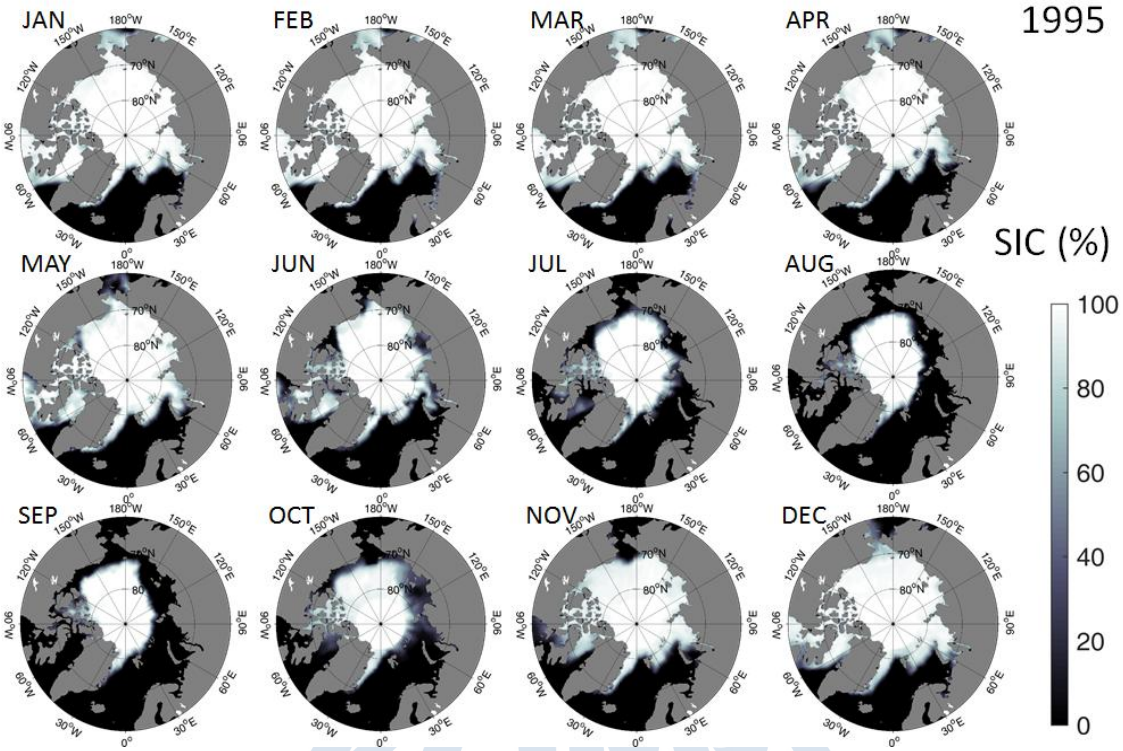

1990
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

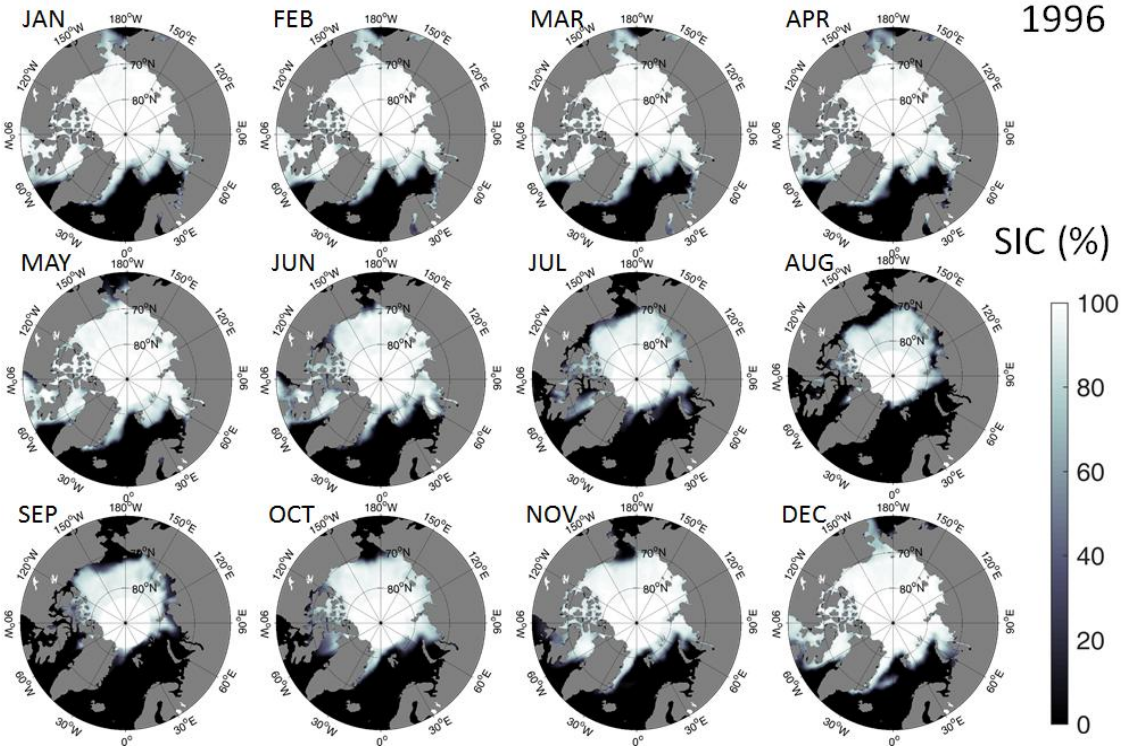

1991
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

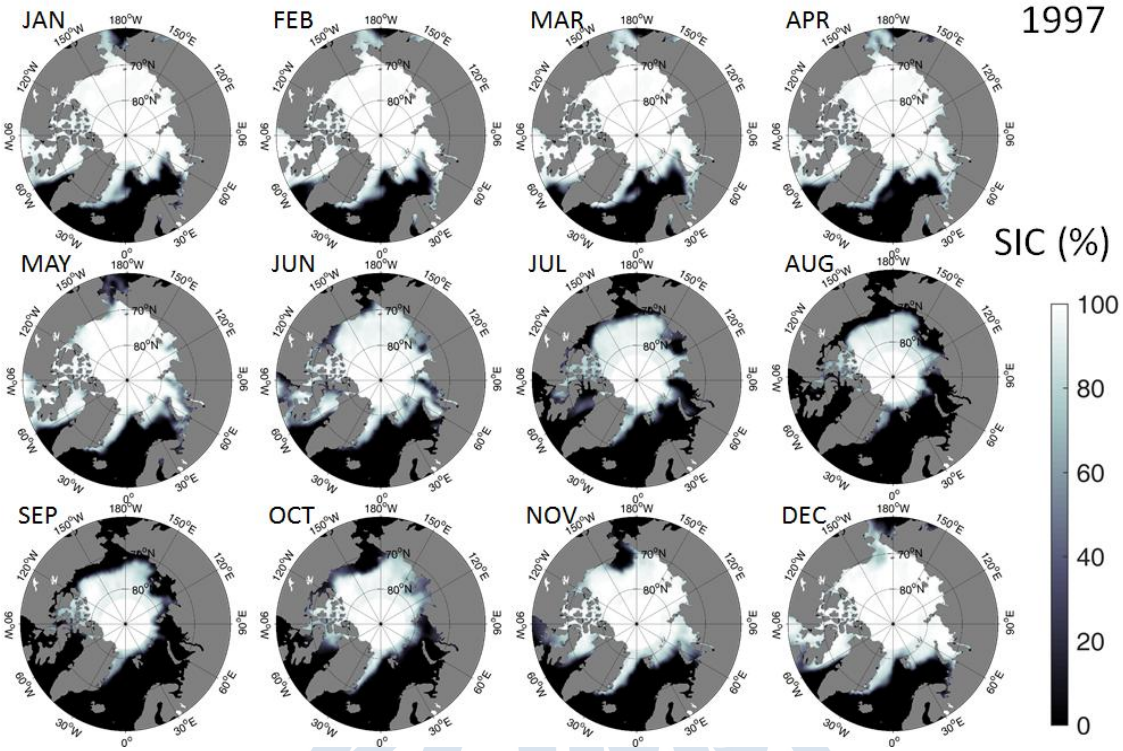

1992
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

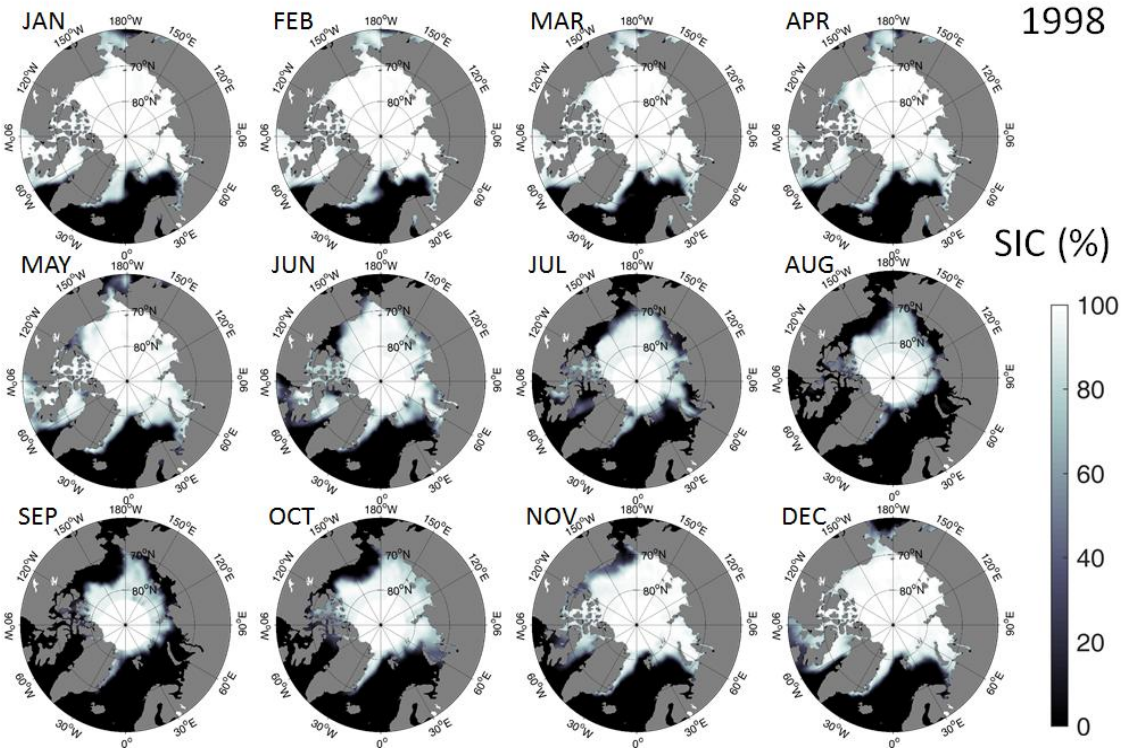

1993
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

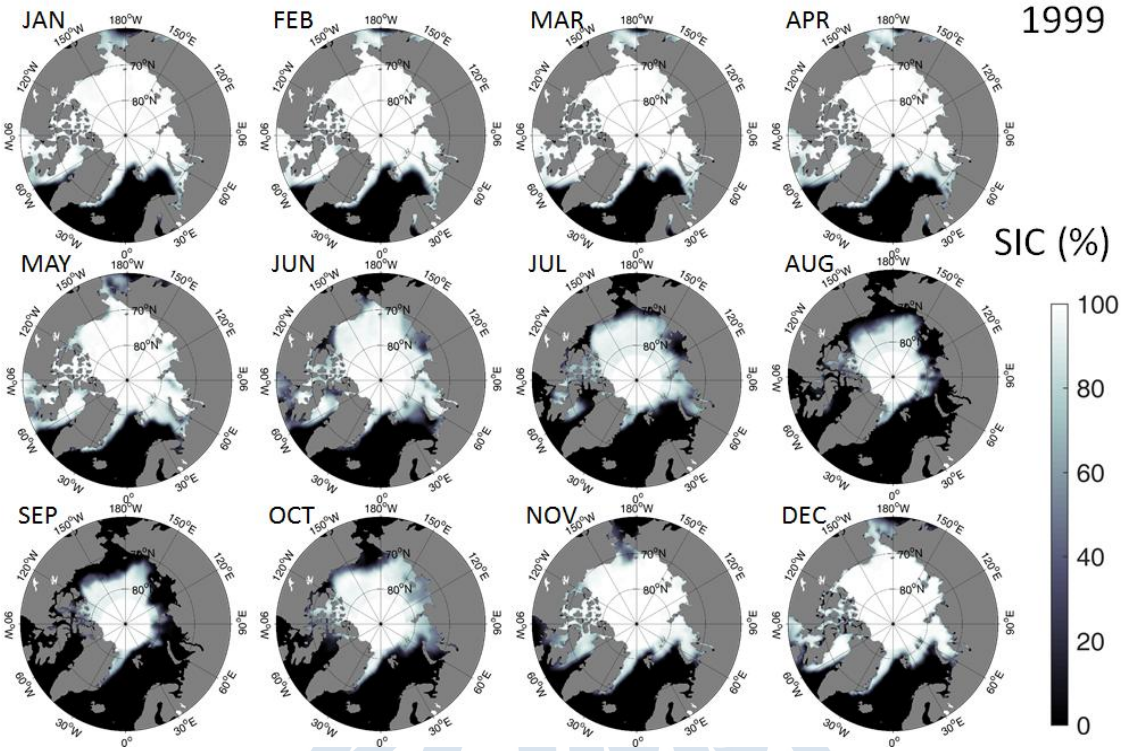

1994
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

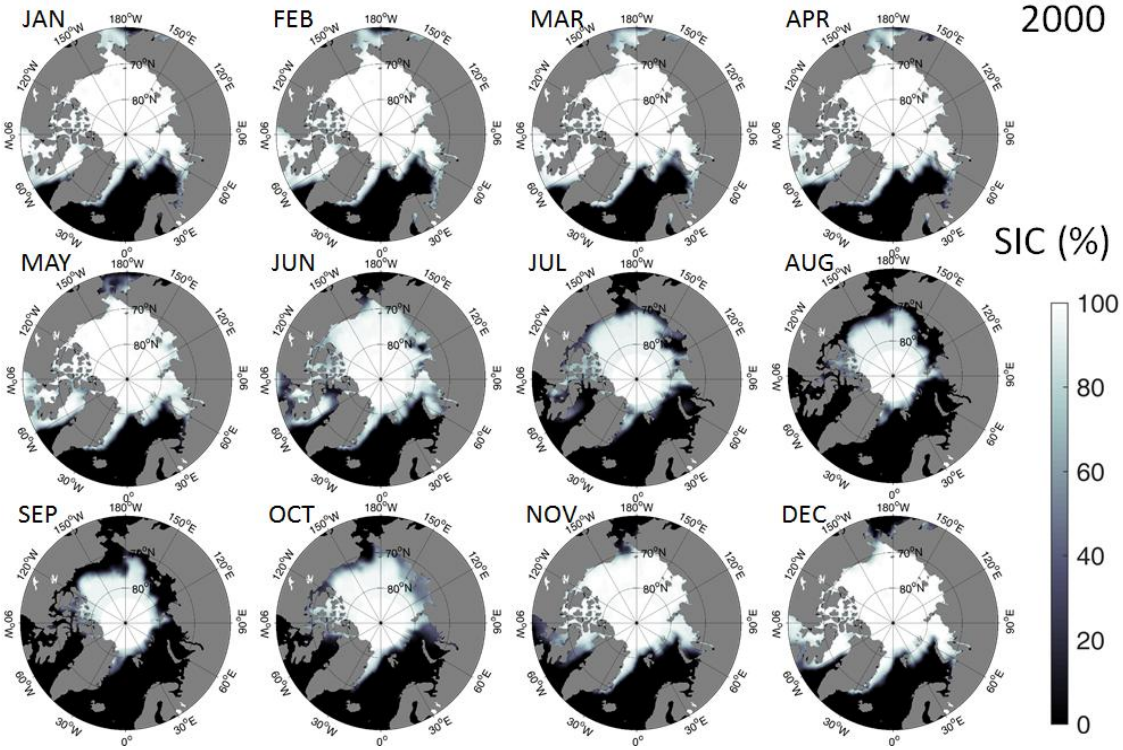

1995
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

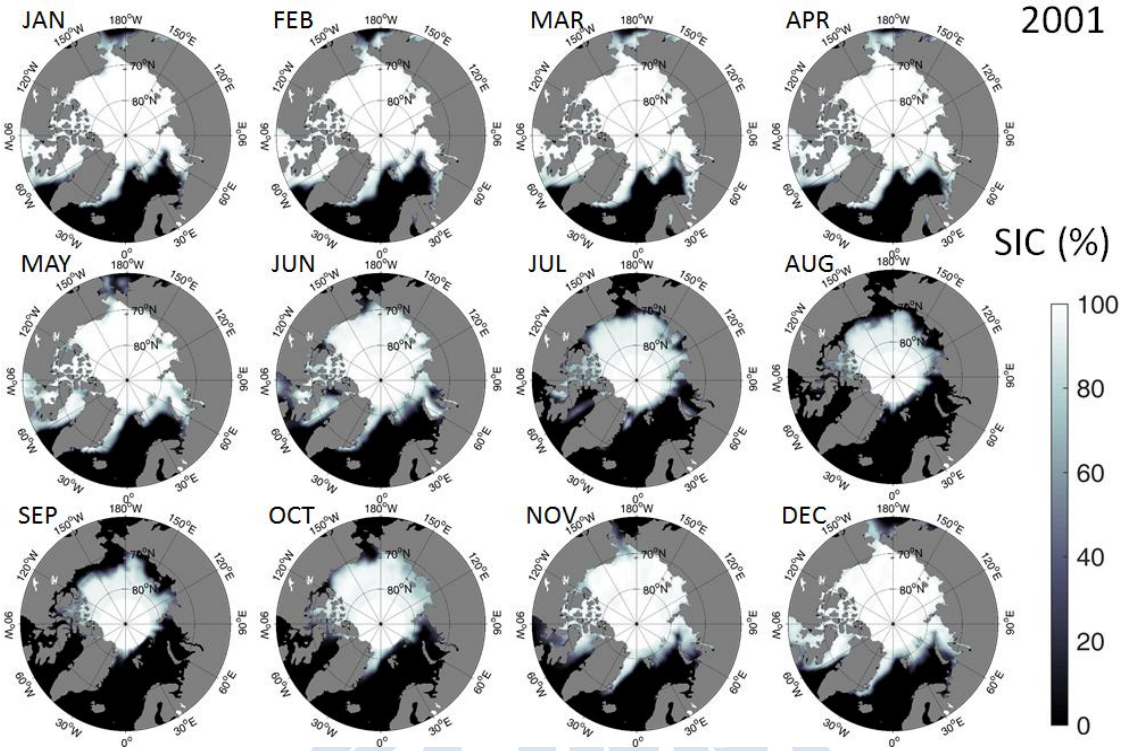

1996
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

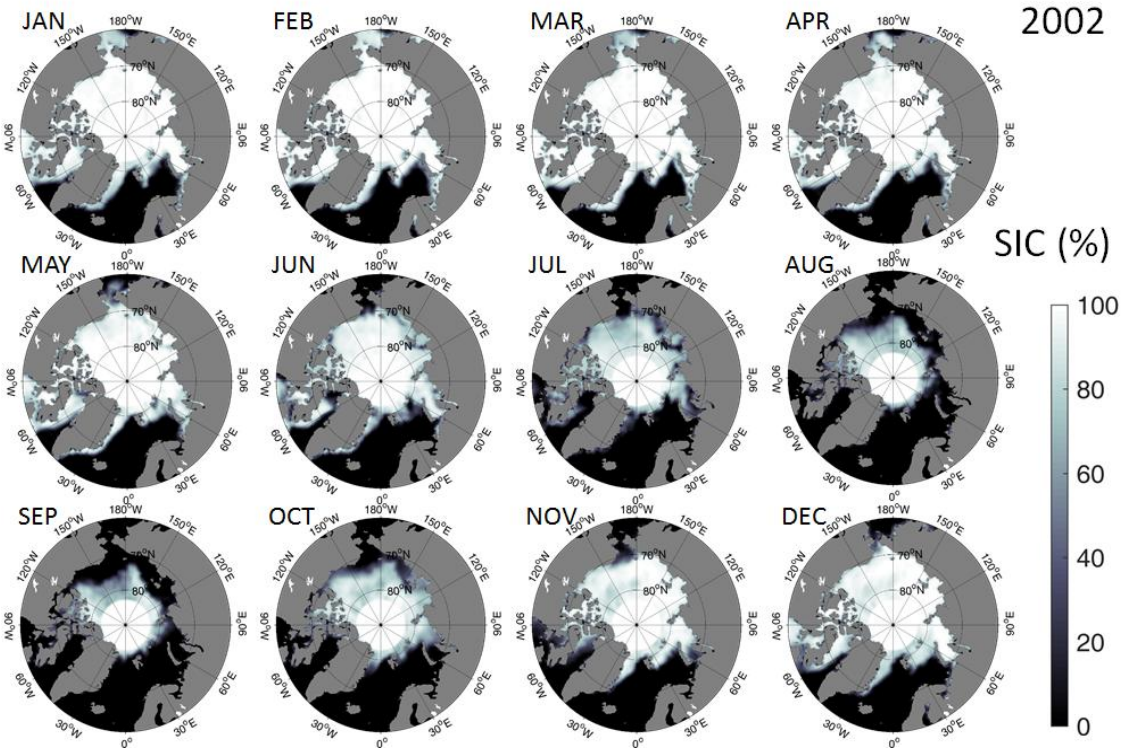

1997
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

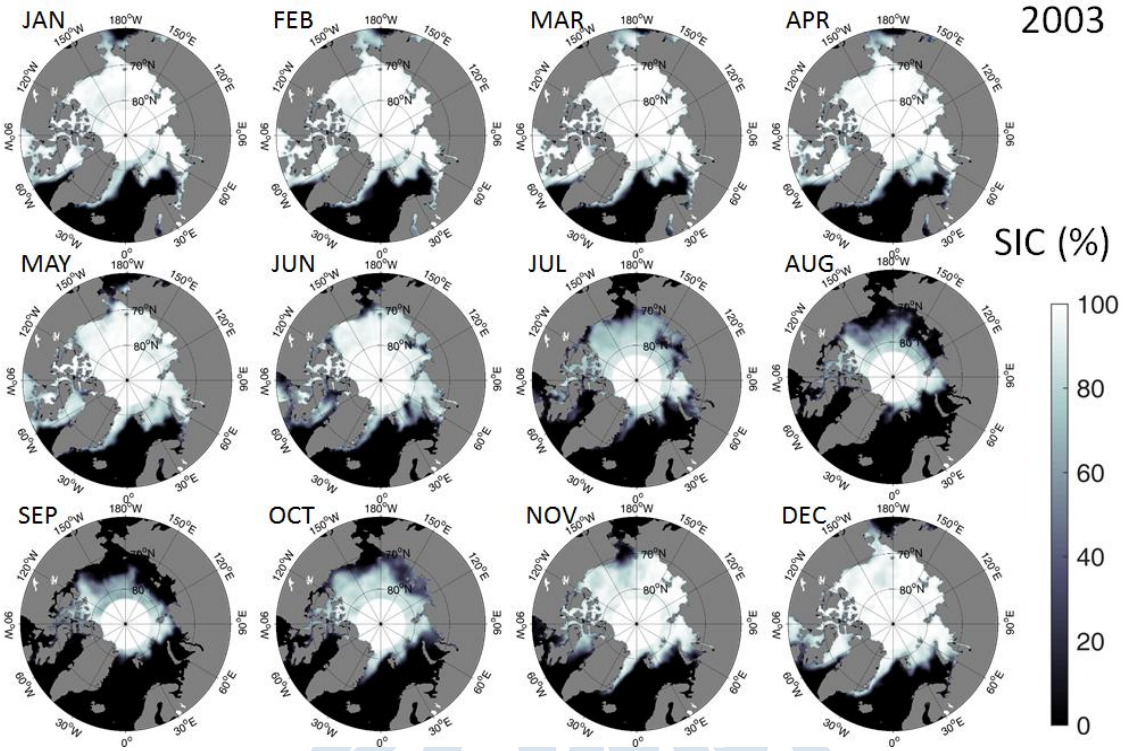

1998
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

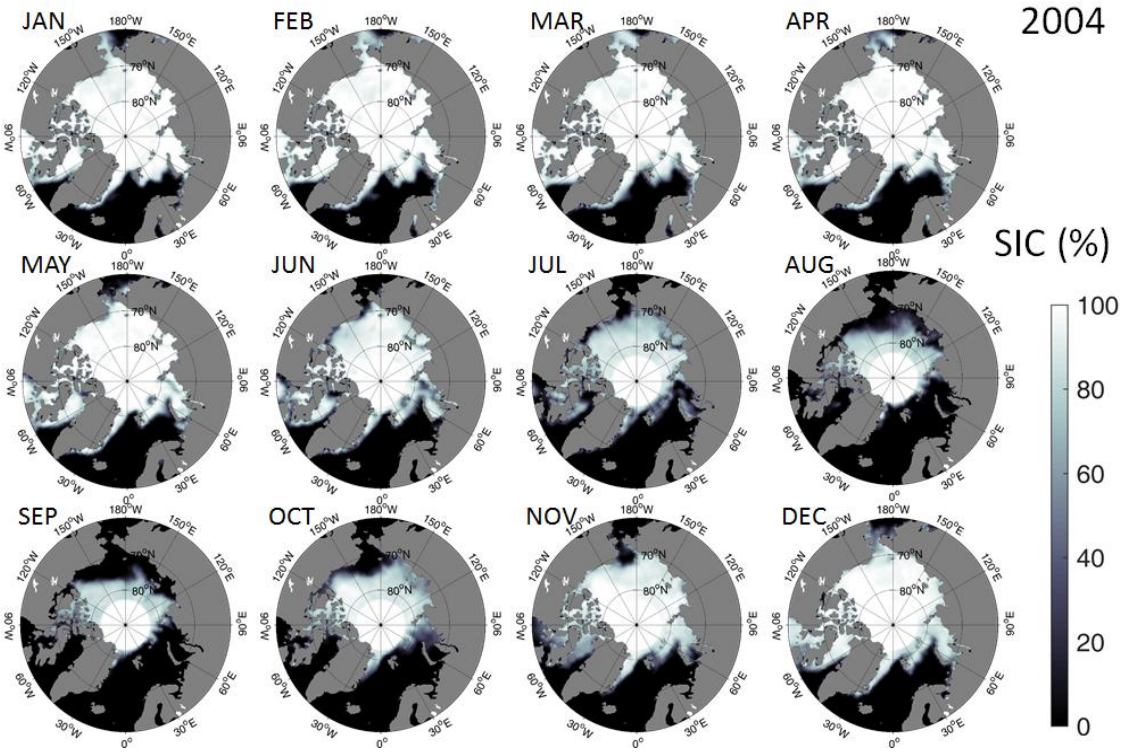

1999
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

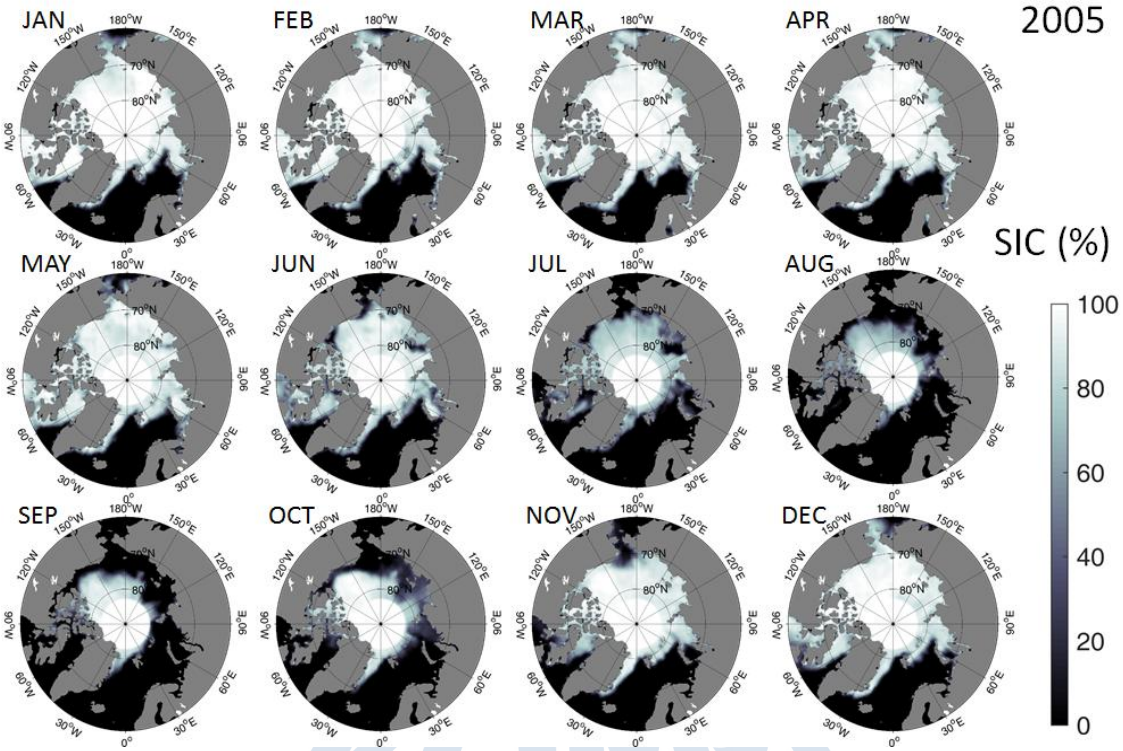

2000
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

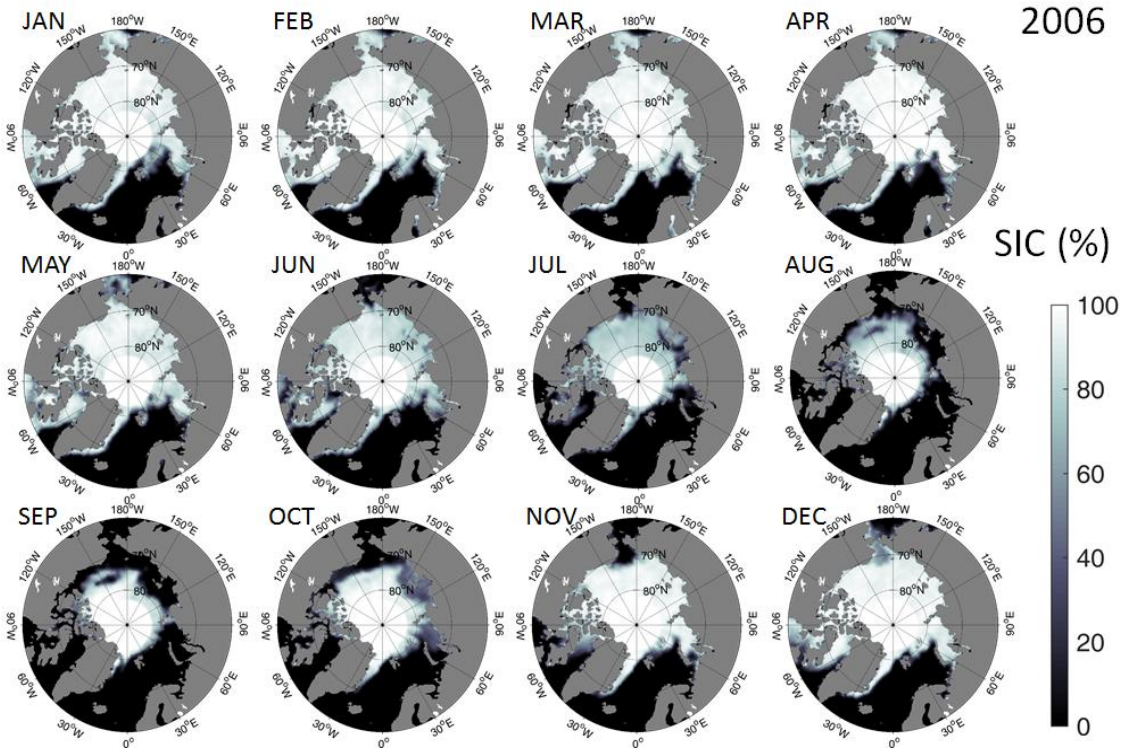

JAN
FEB
MAR
APR
2001
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

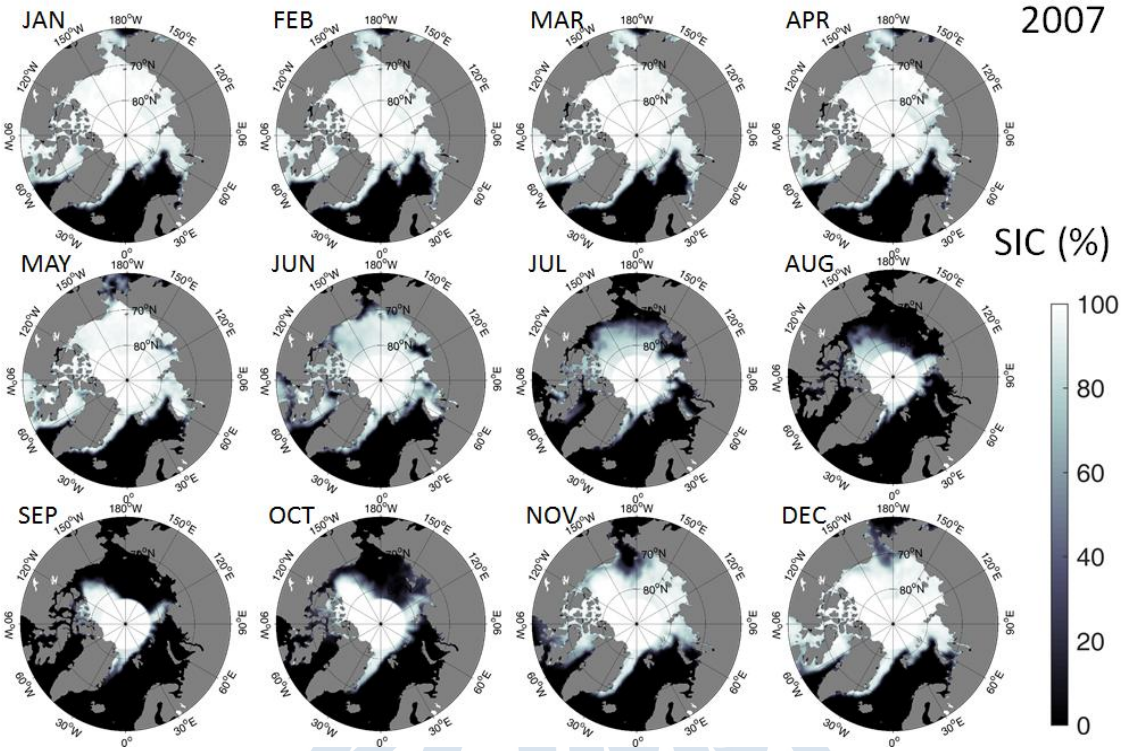

JAN
FEB
MAR
APR
2002
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

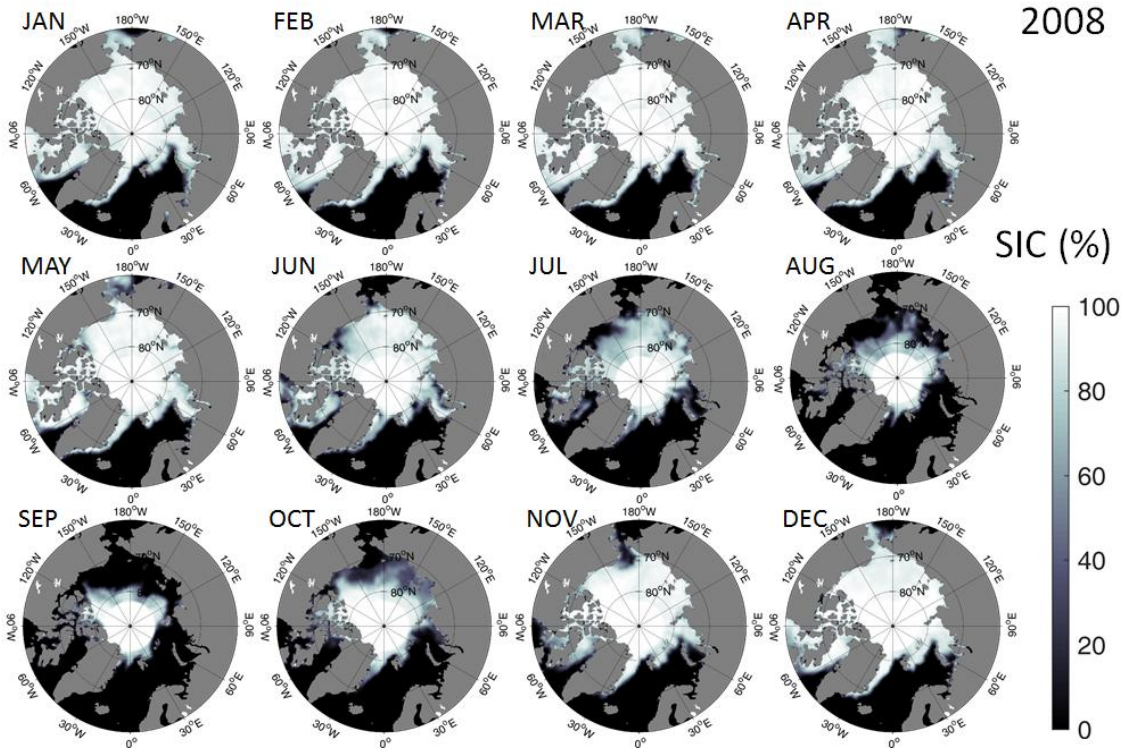

2003
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

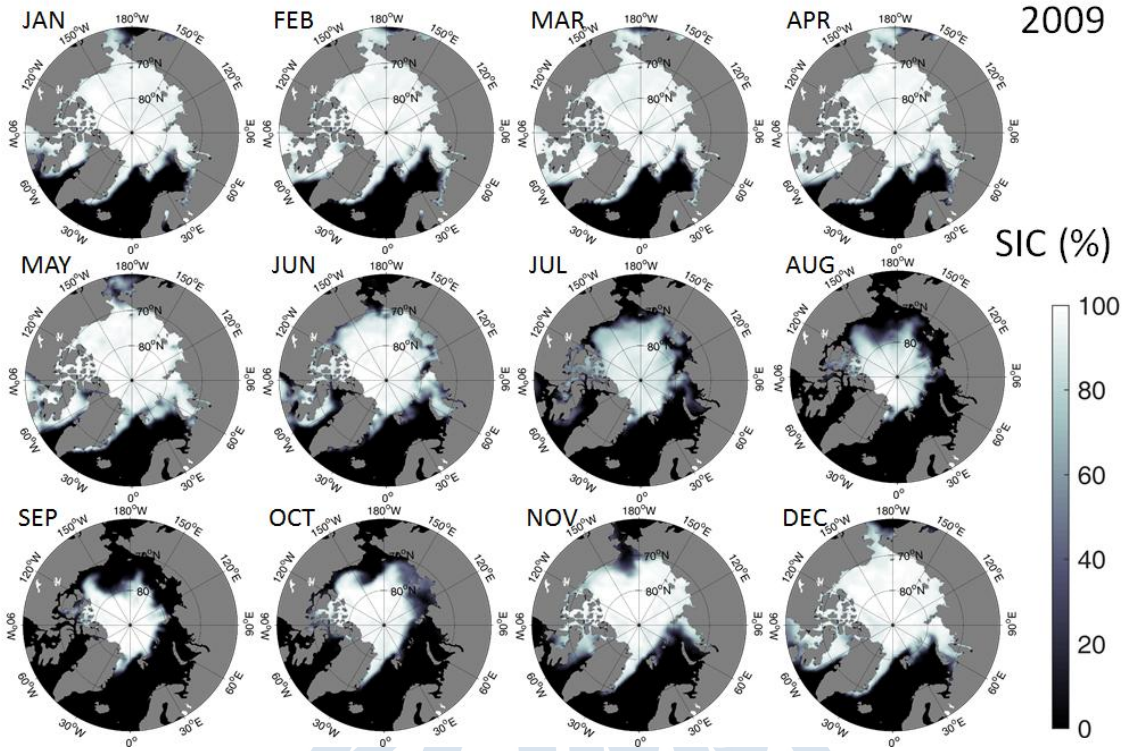

2004
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

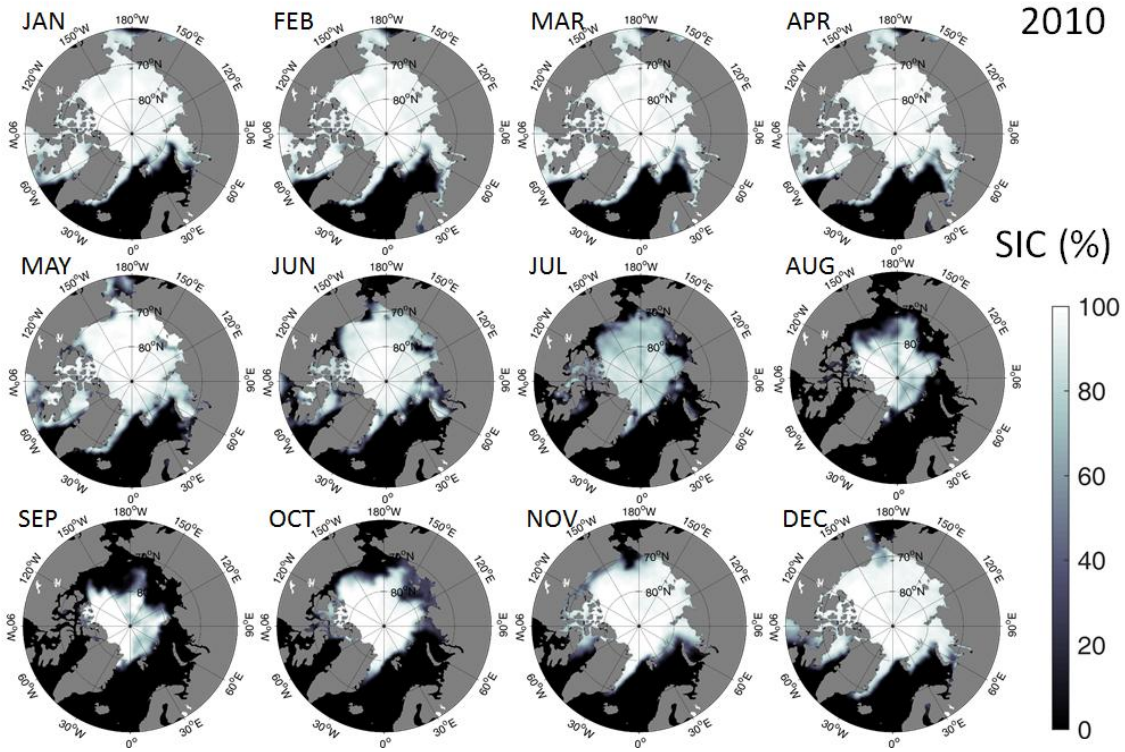

JAN
FEB
MAR
APR
2005
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

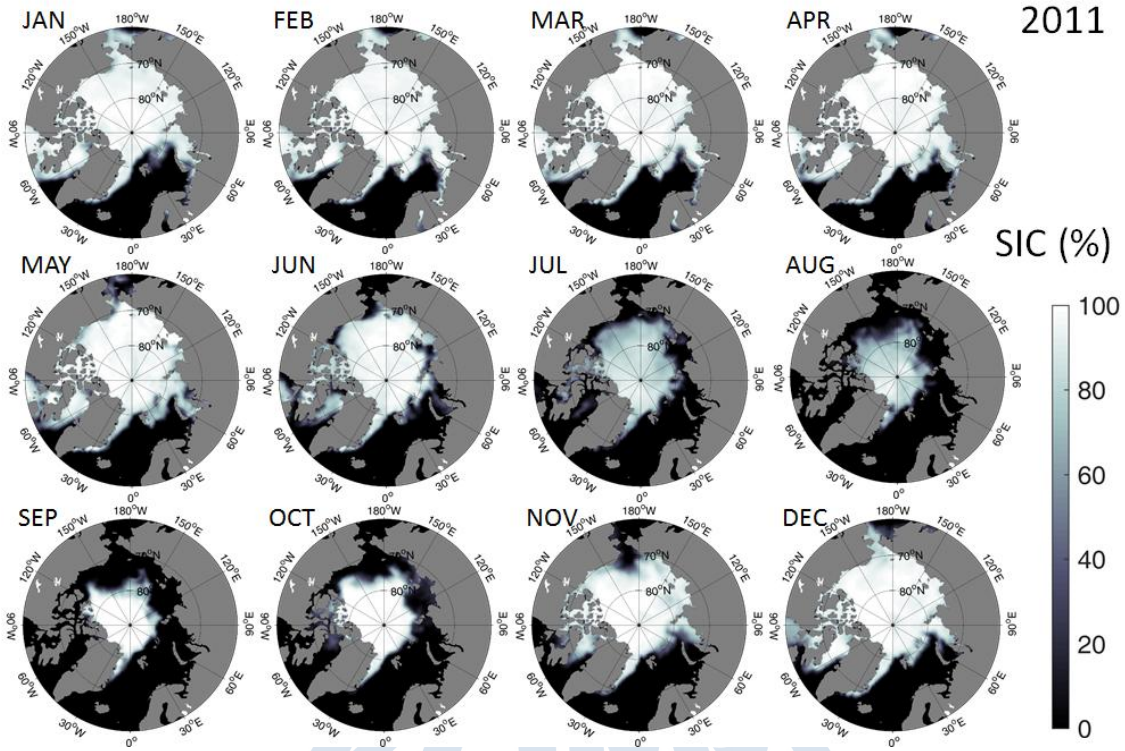

JAN
FEB
MAR
APR
2006
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

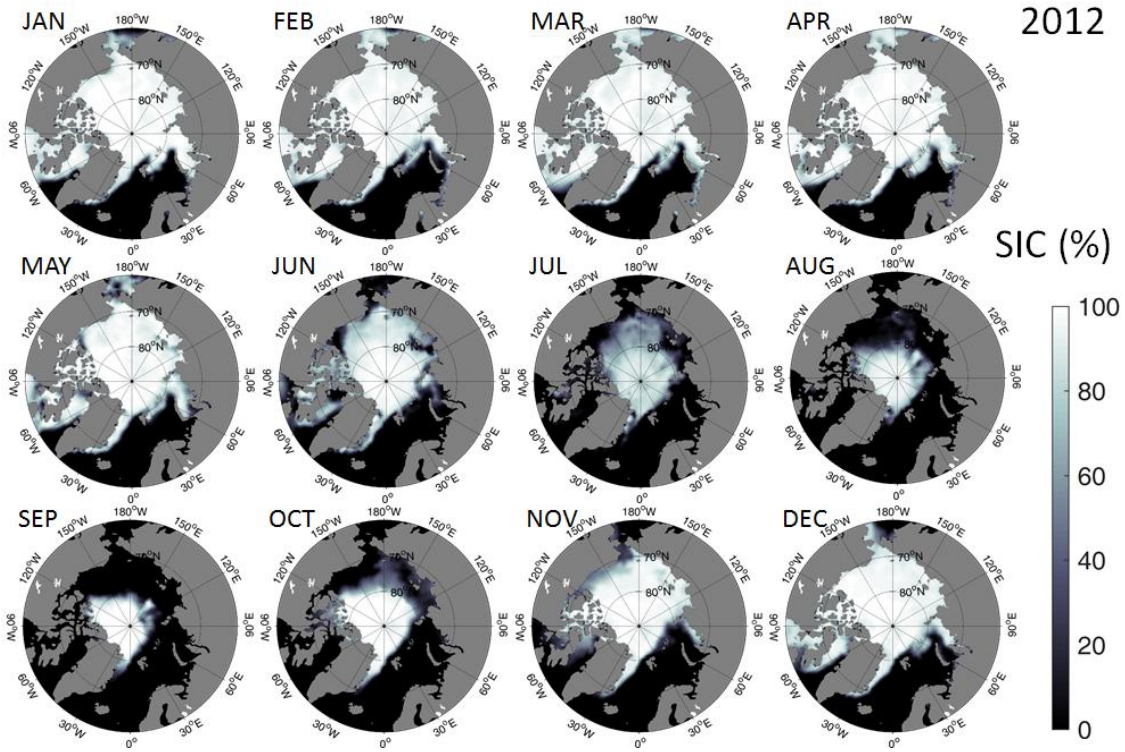

2007
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

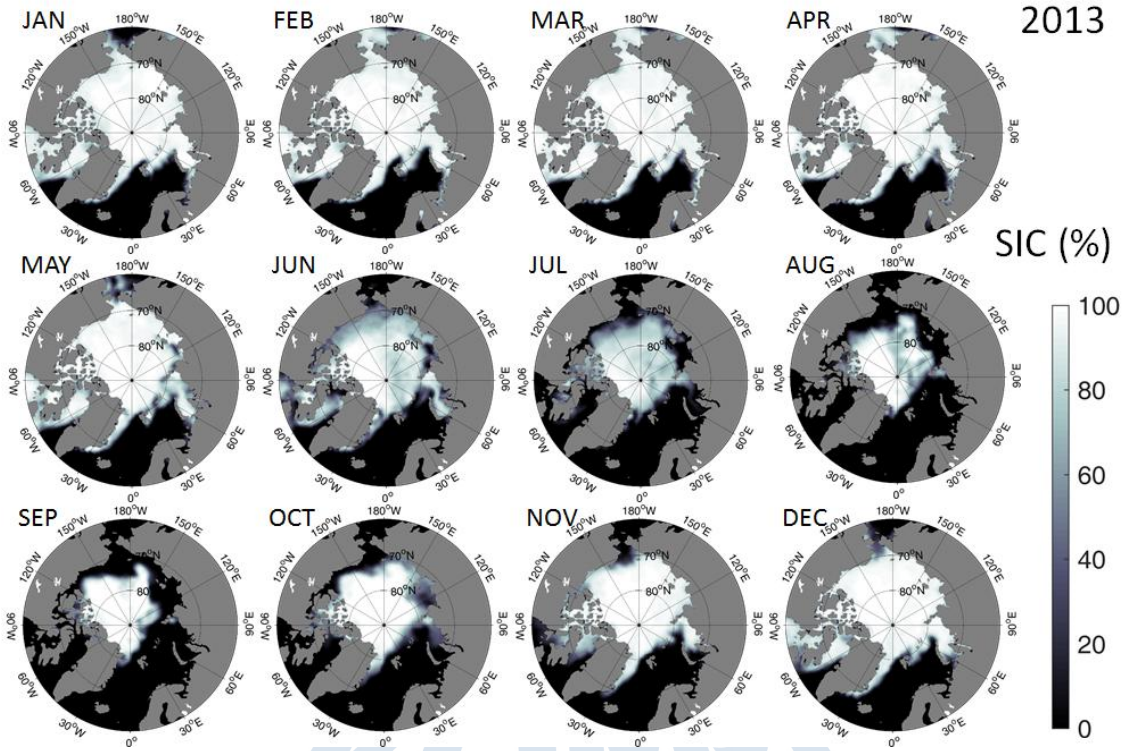

2008
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

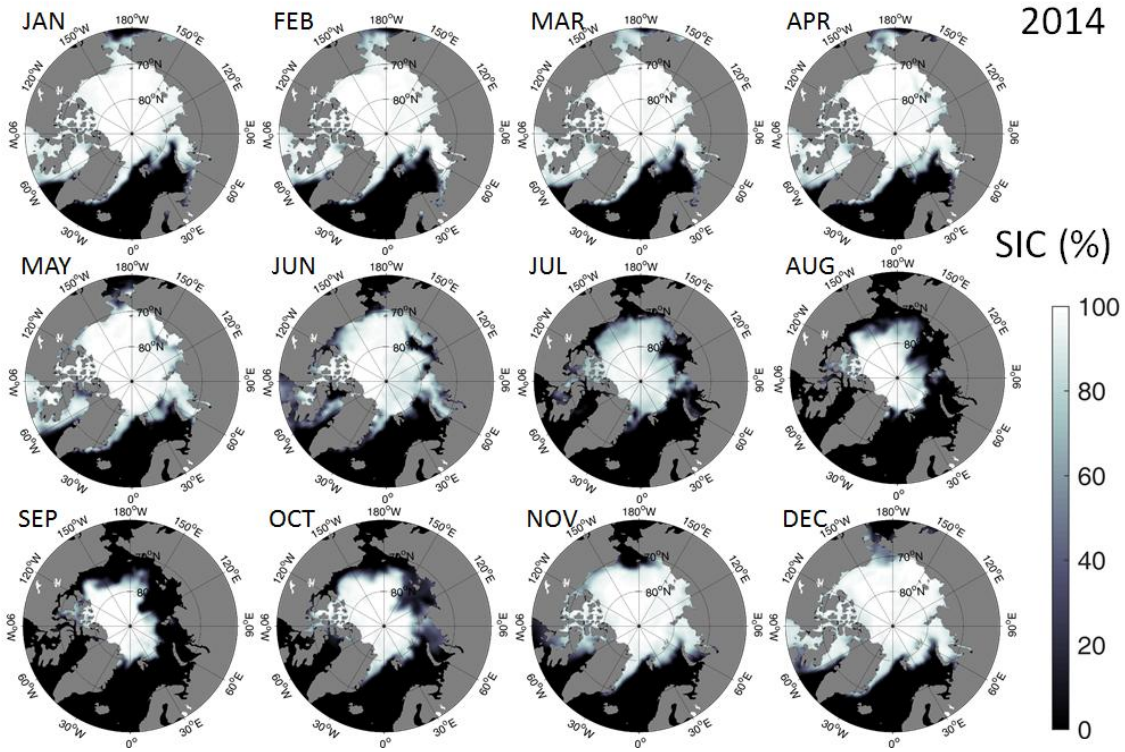

2009
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

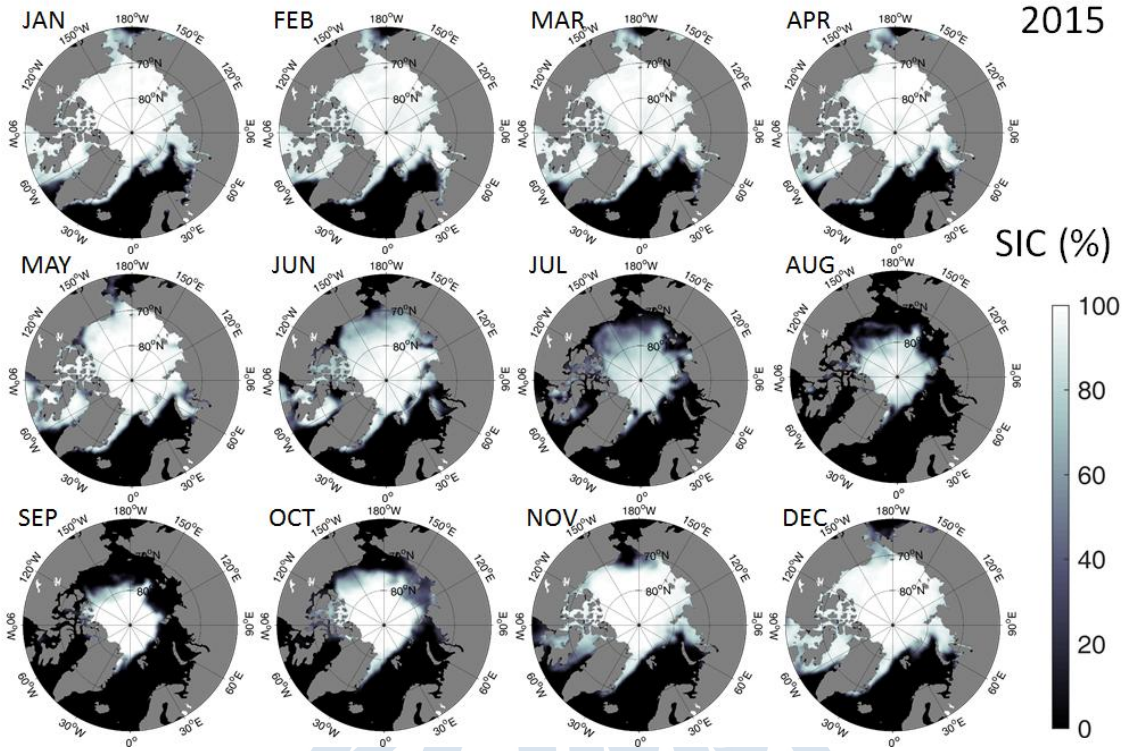

2010
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

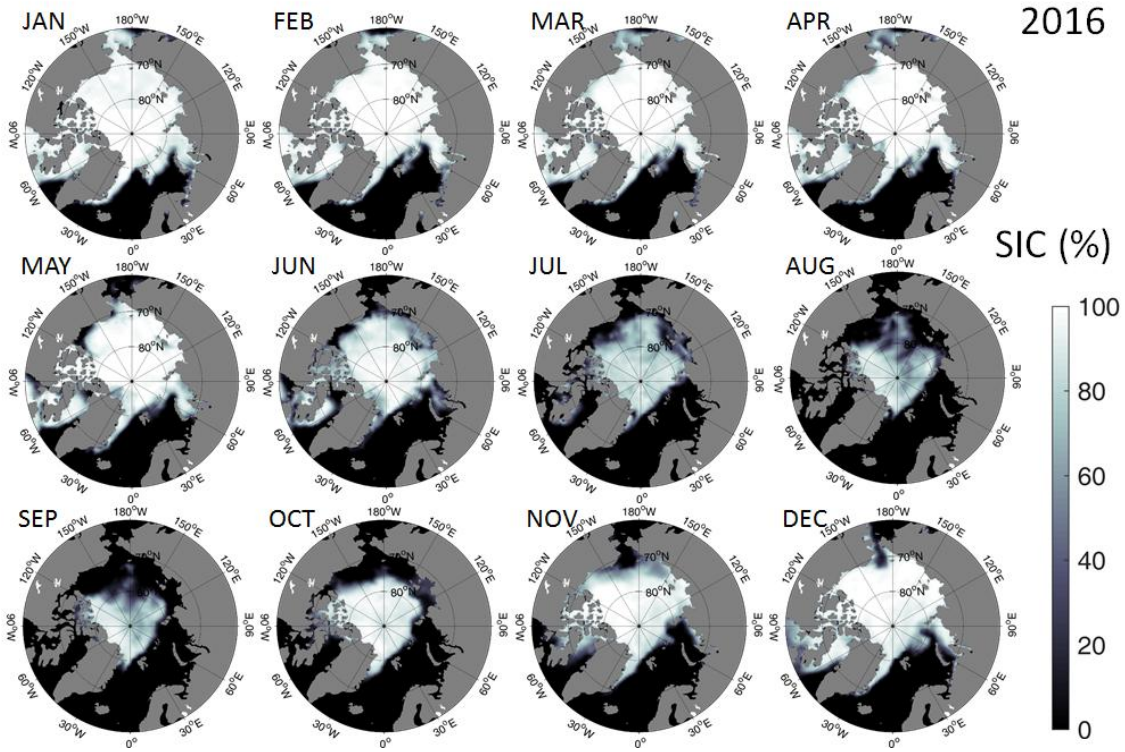

JAN
FEB
MAR
APR
2011
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

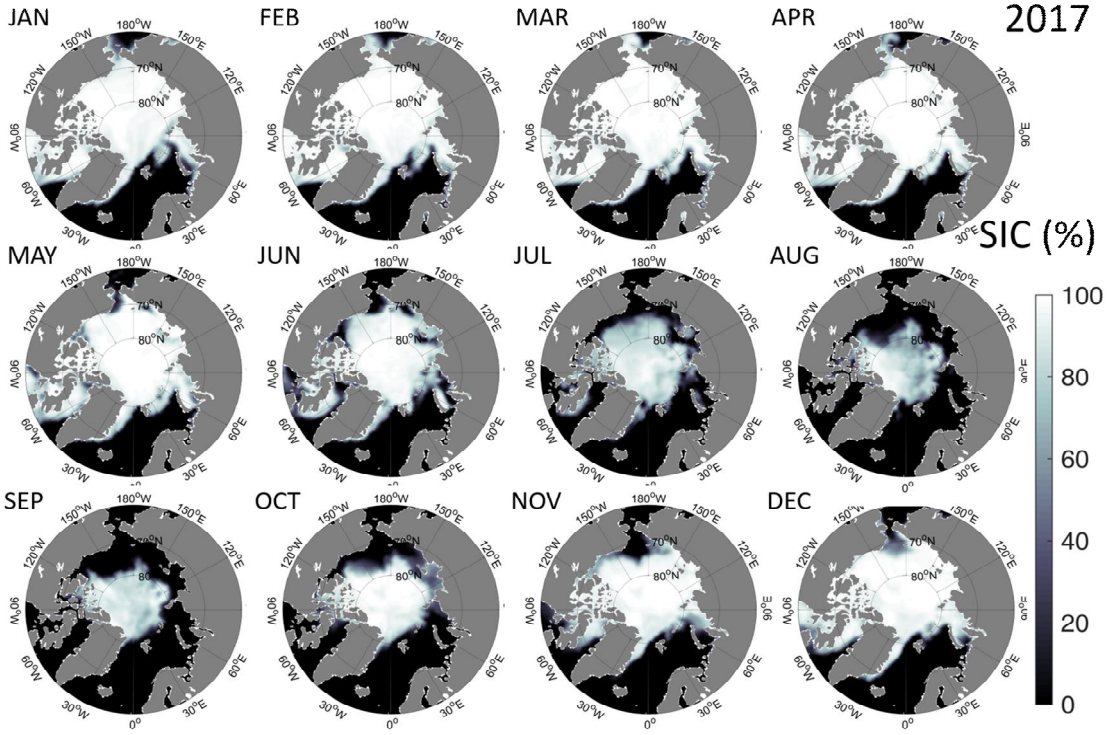

JAN
FEB
MAR
APR
2012
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

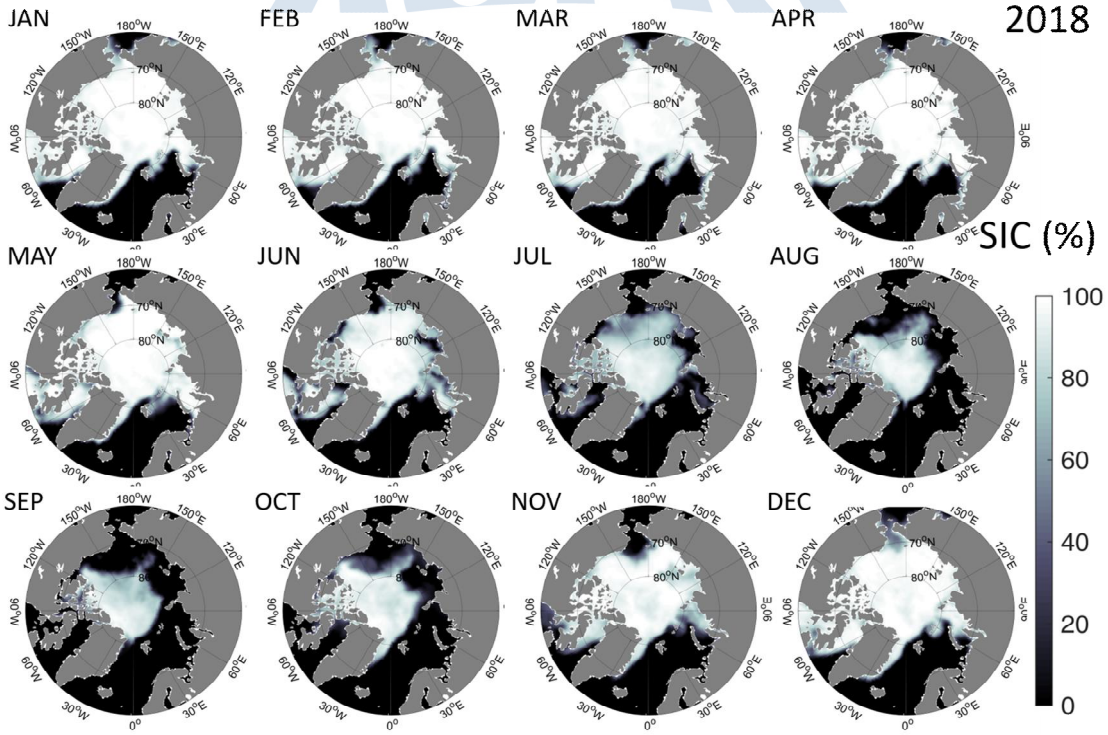

2013
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0


2014
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

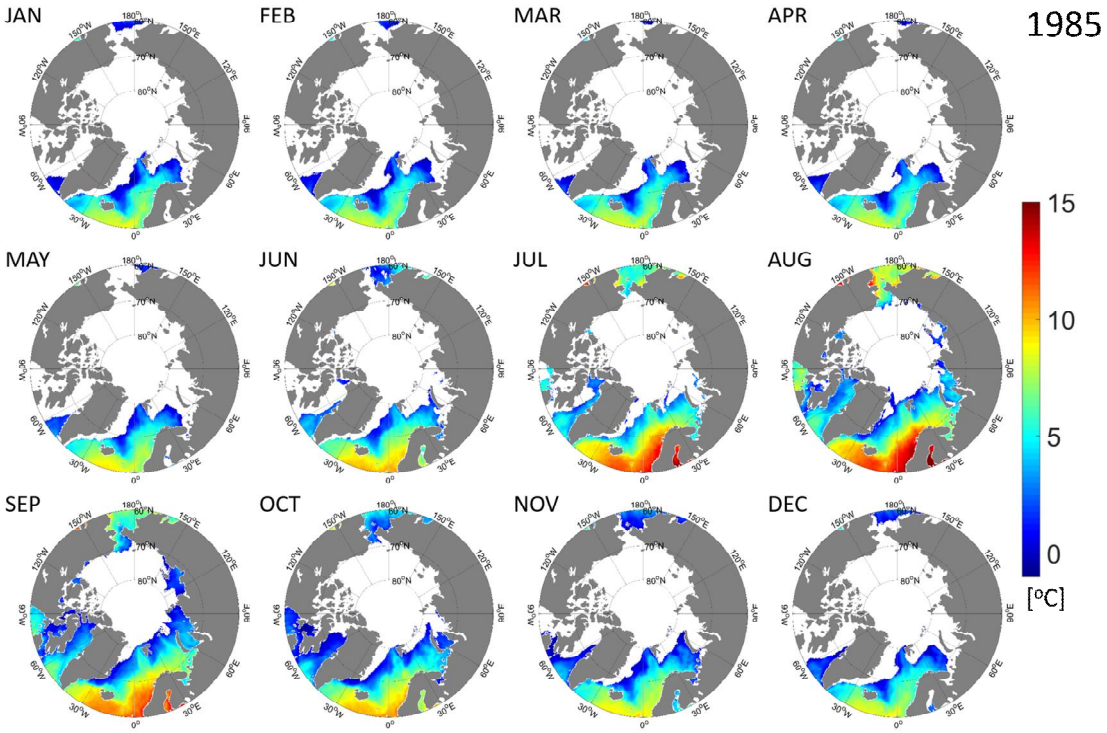

JAN
FEB
MAR
APR
2015
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

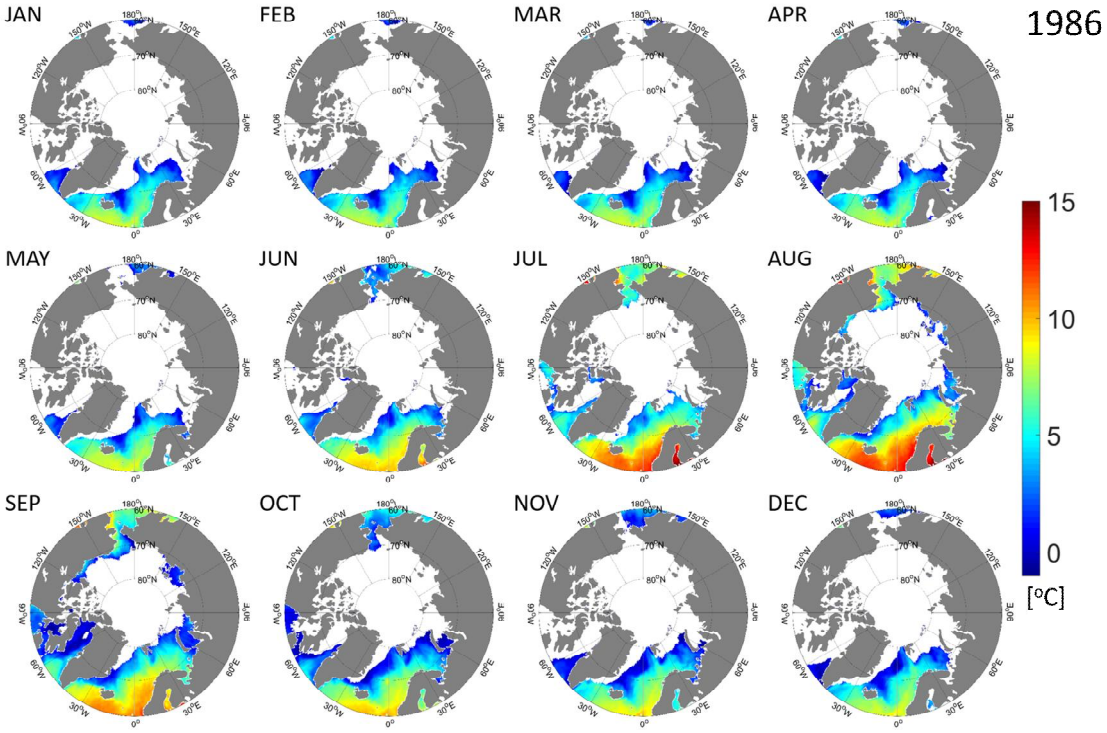

JAN
FEB
MAR
APR
2016
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
SIC (%)
100
80
60
40
20
0

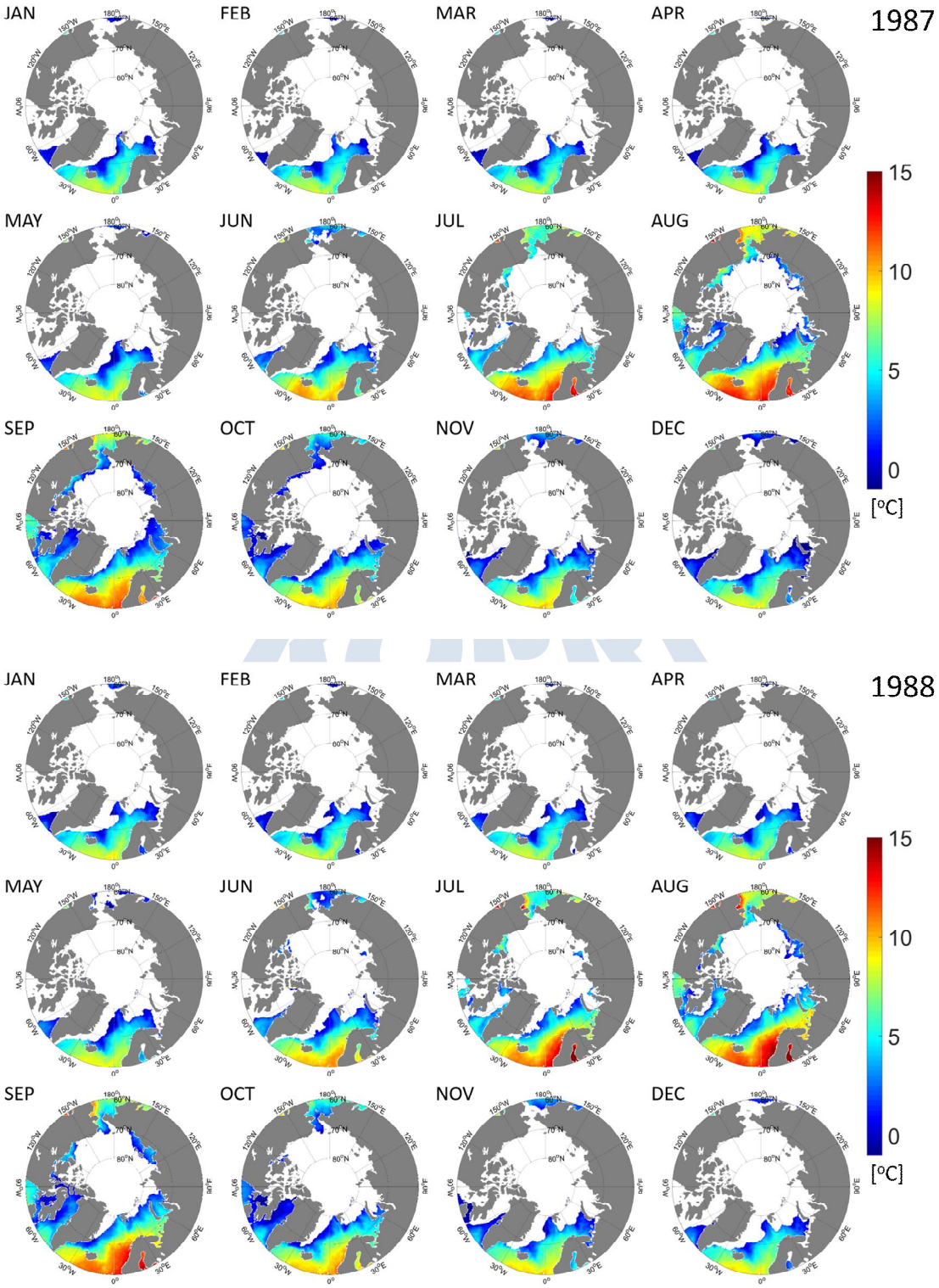

JAN
FEB
MAR
APR
2017
MAY
JUN
JUL
AUG
SIC (%)
100
80
60
40
20
0
SEP
OCT
NOV
DEC

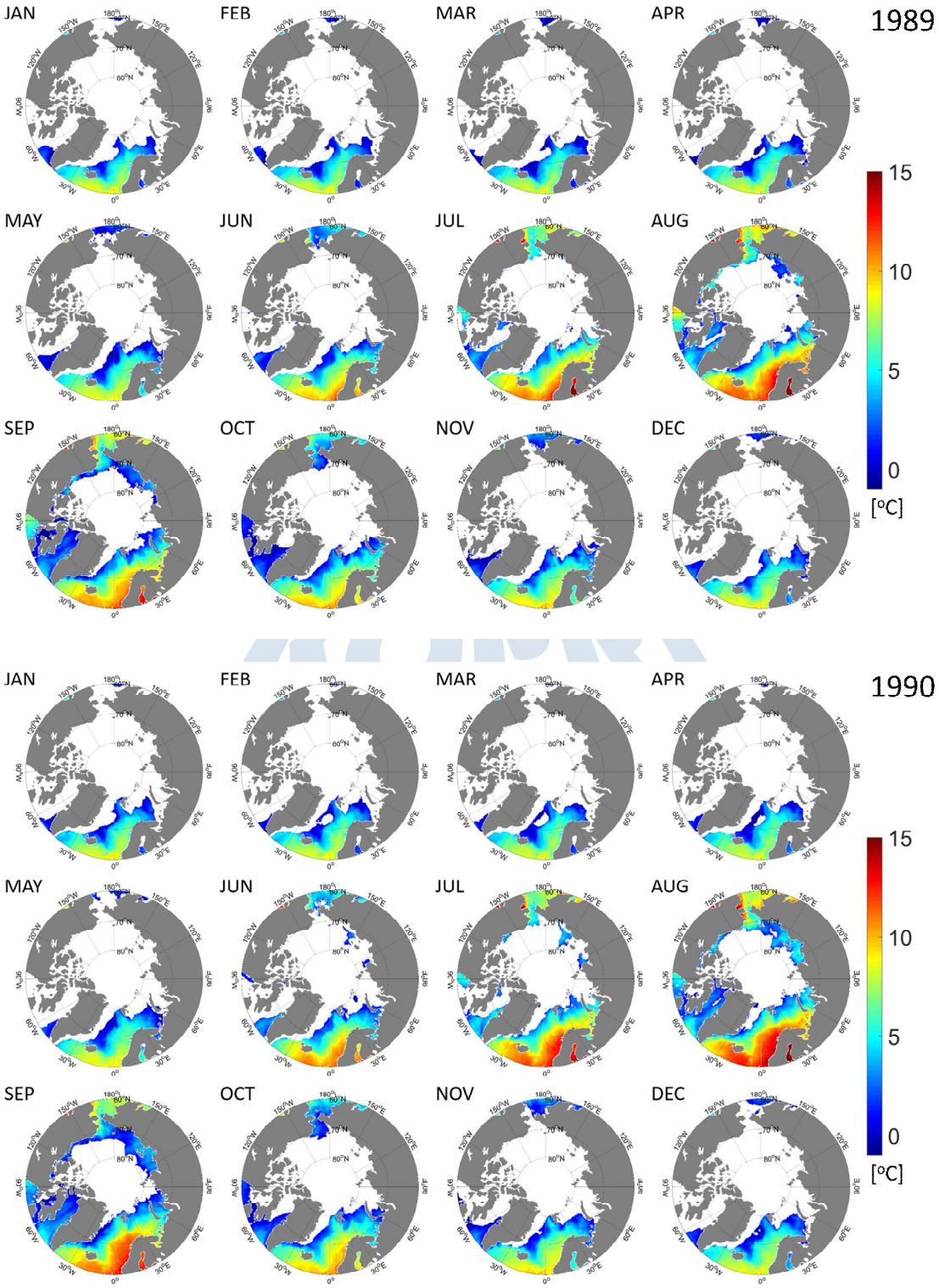

JAN
FEB
MAR
APR
2018
MAY
JUN
JUL
AUG
SIC (%)
100
80
60
40
20
0
SEP
OCT
NOV
DEC

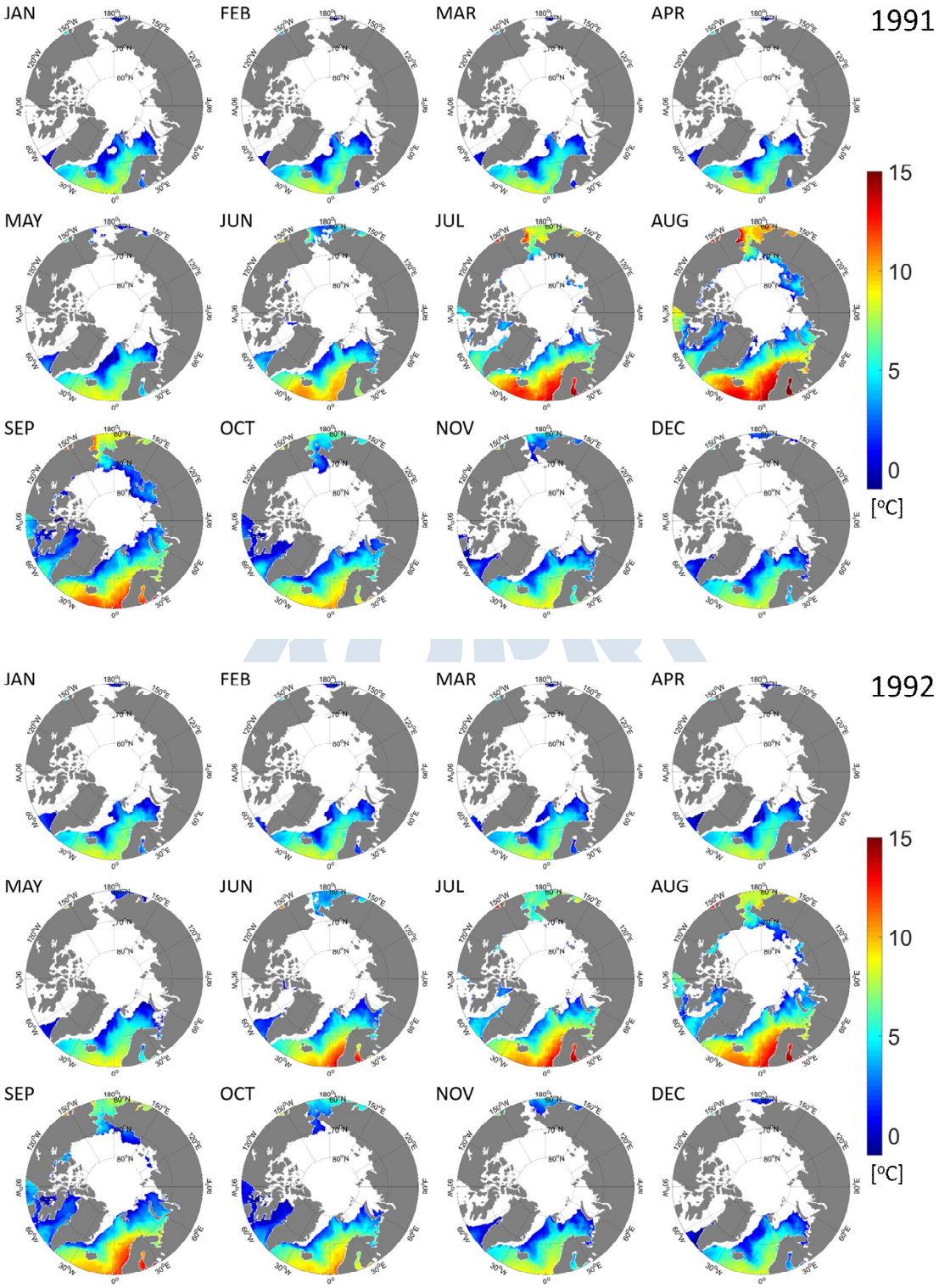
첨부 2. 1985년-2018년 월별 표층수온 분포도

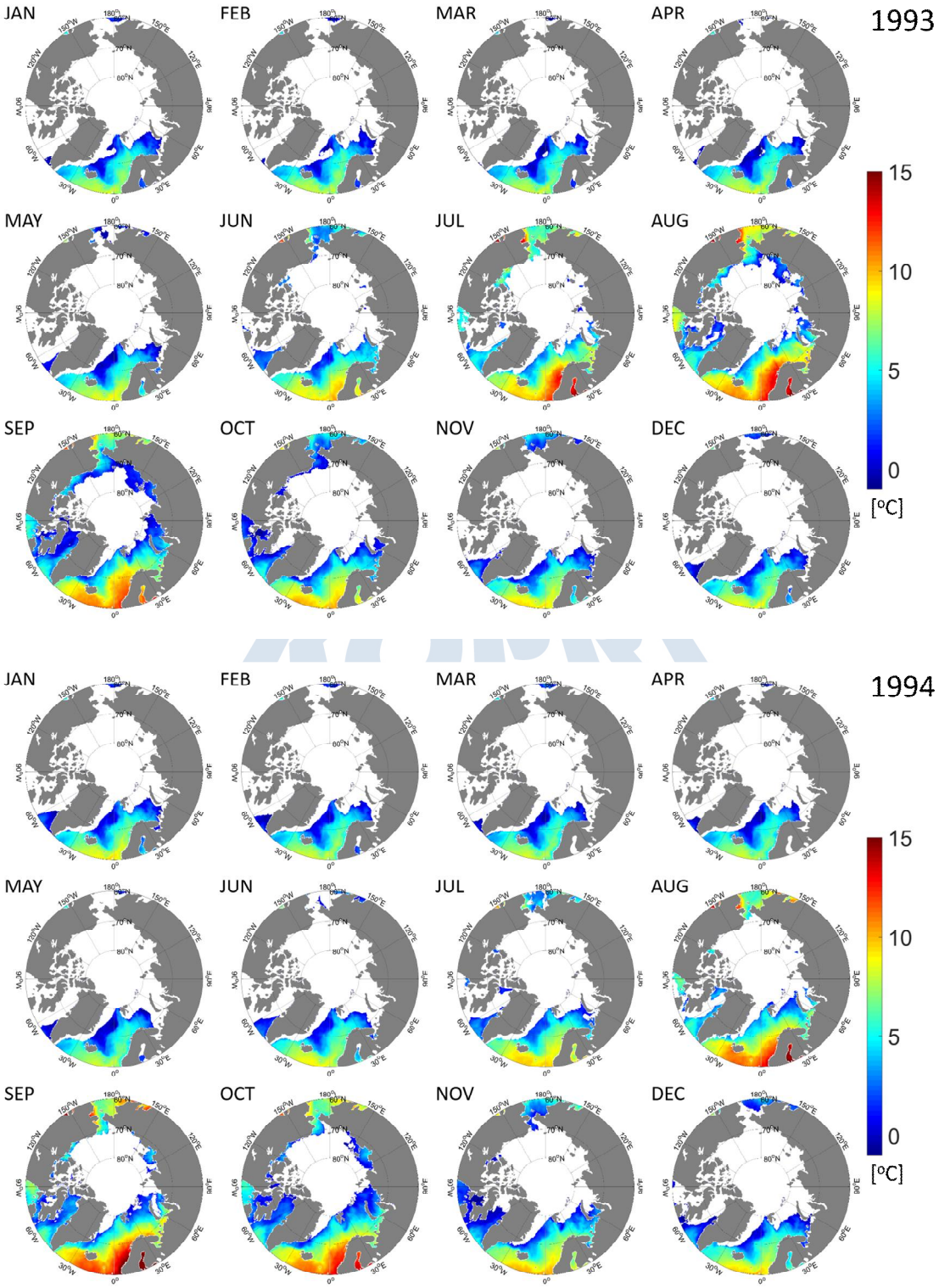


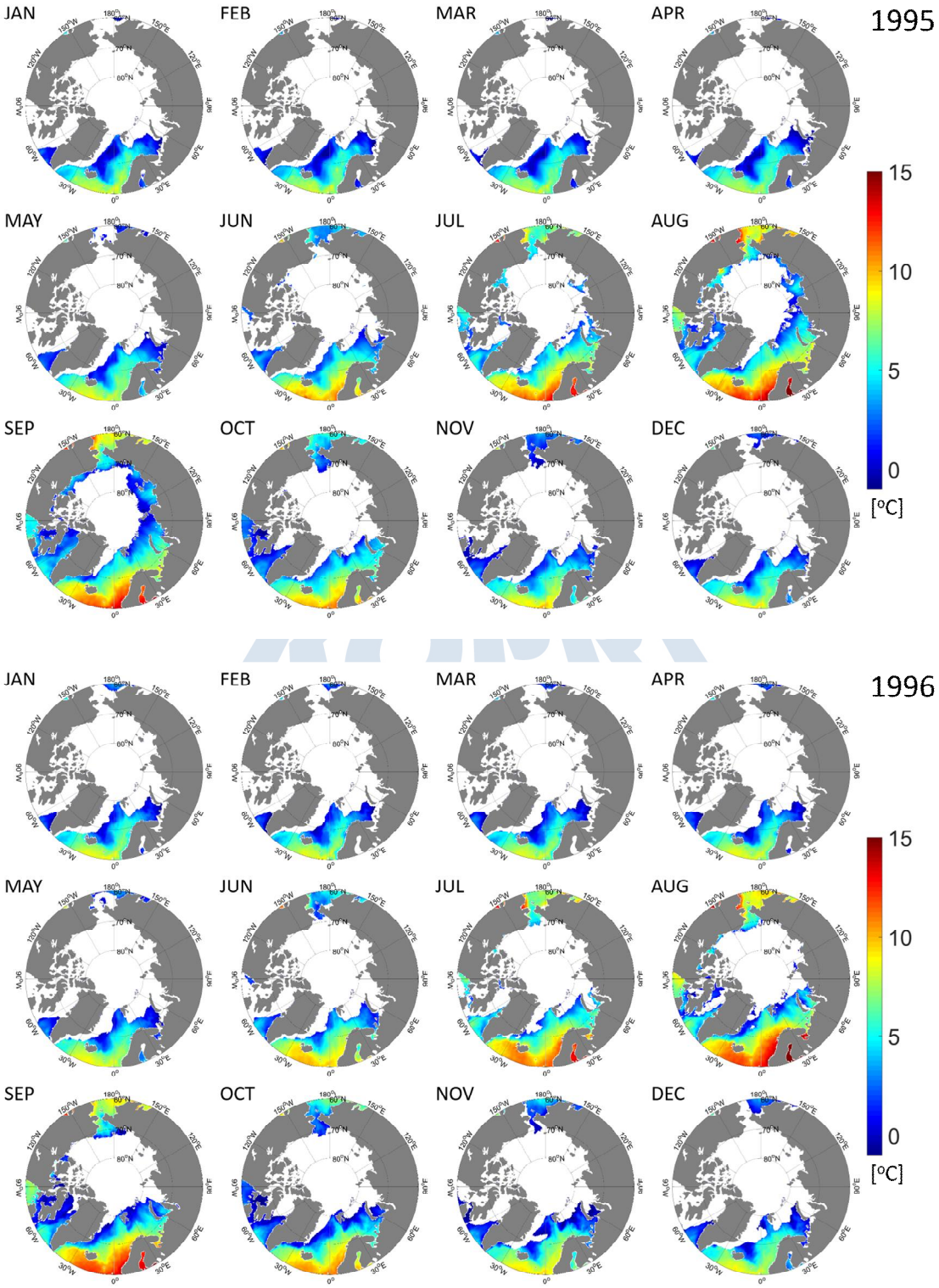


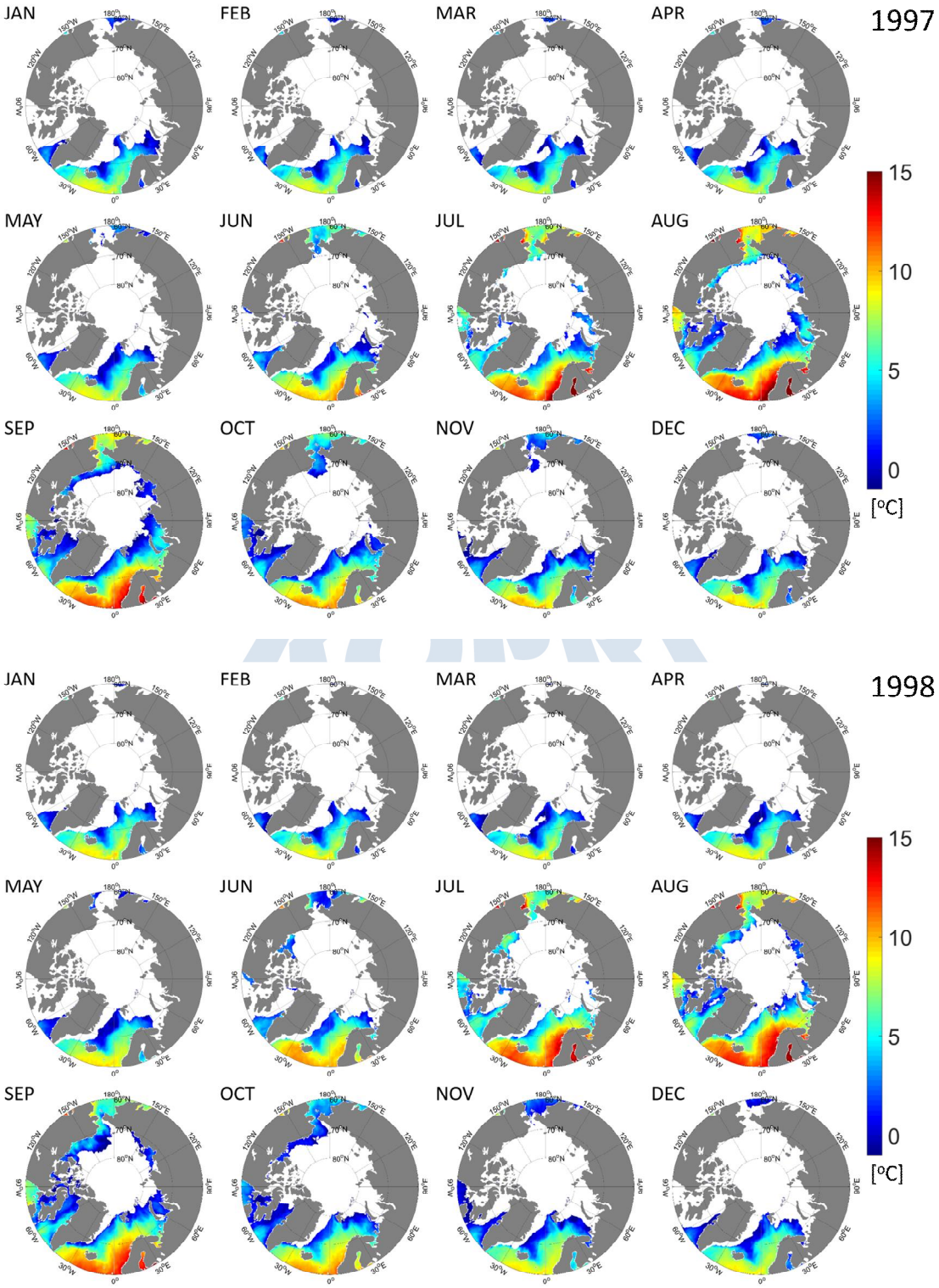

1987
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
1988
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

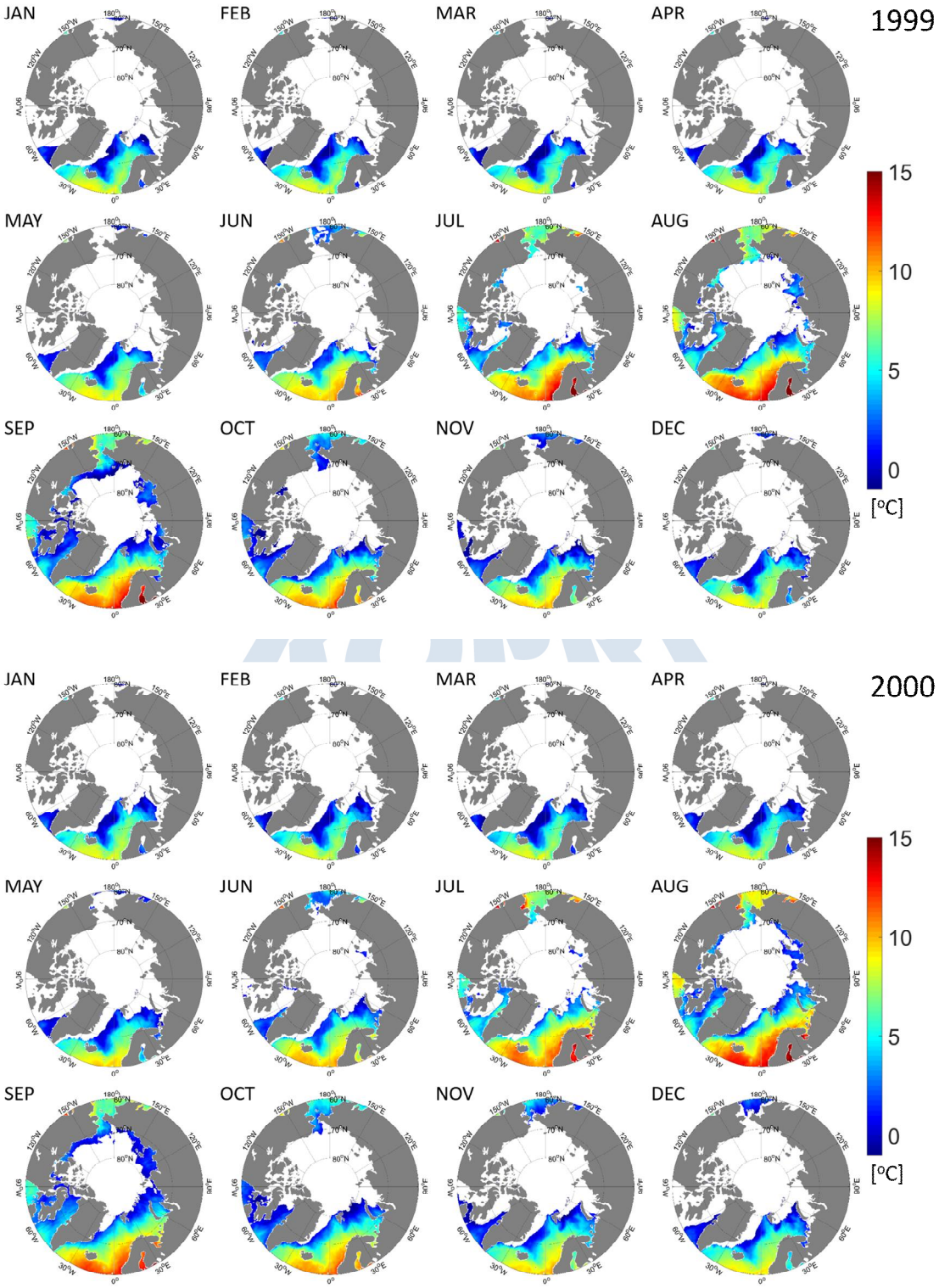

JAN
FEB
MAR
APR
1989
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
1990
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

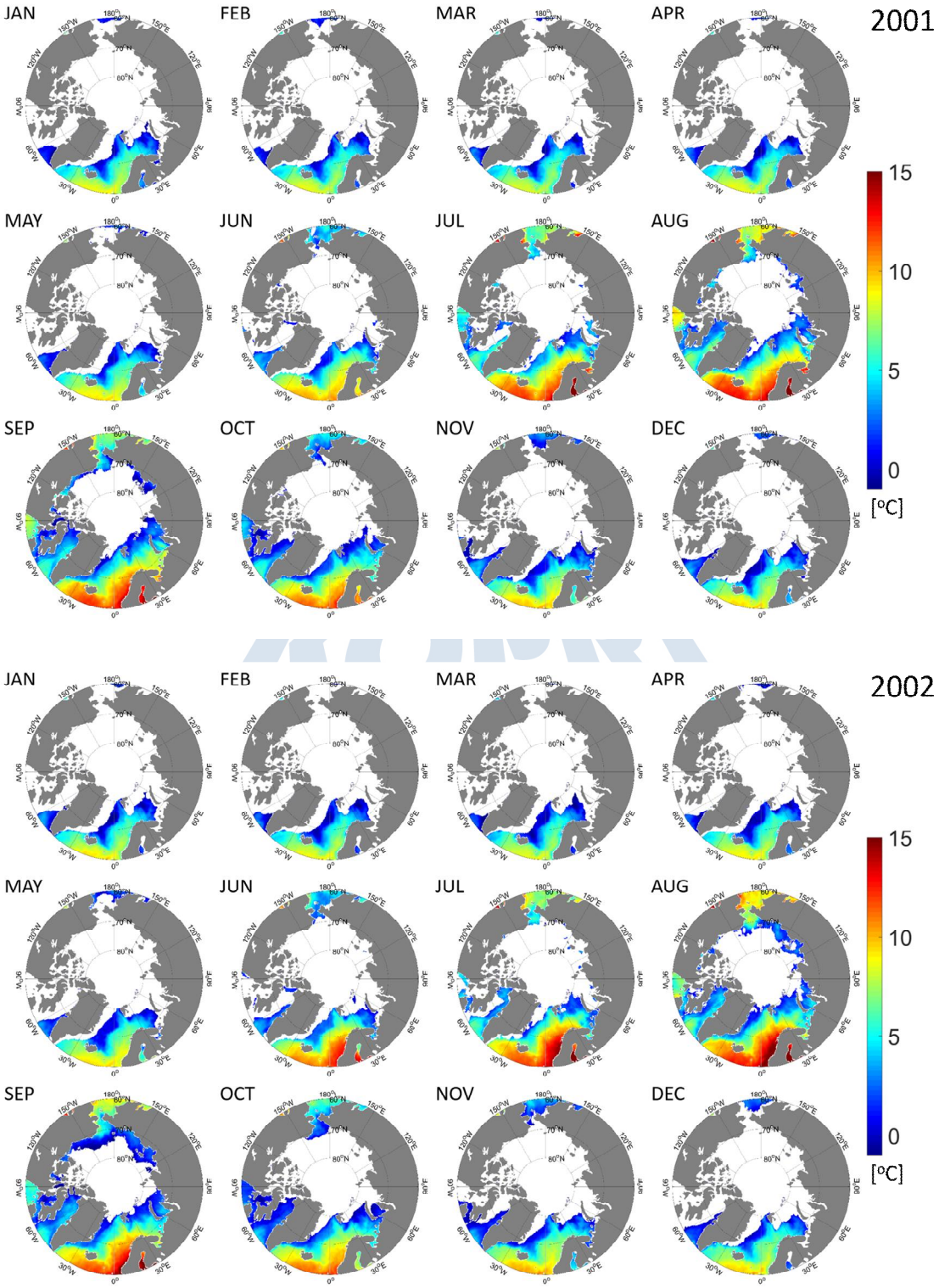

JAN
FEB
MAR
APR
1991
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
1992
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

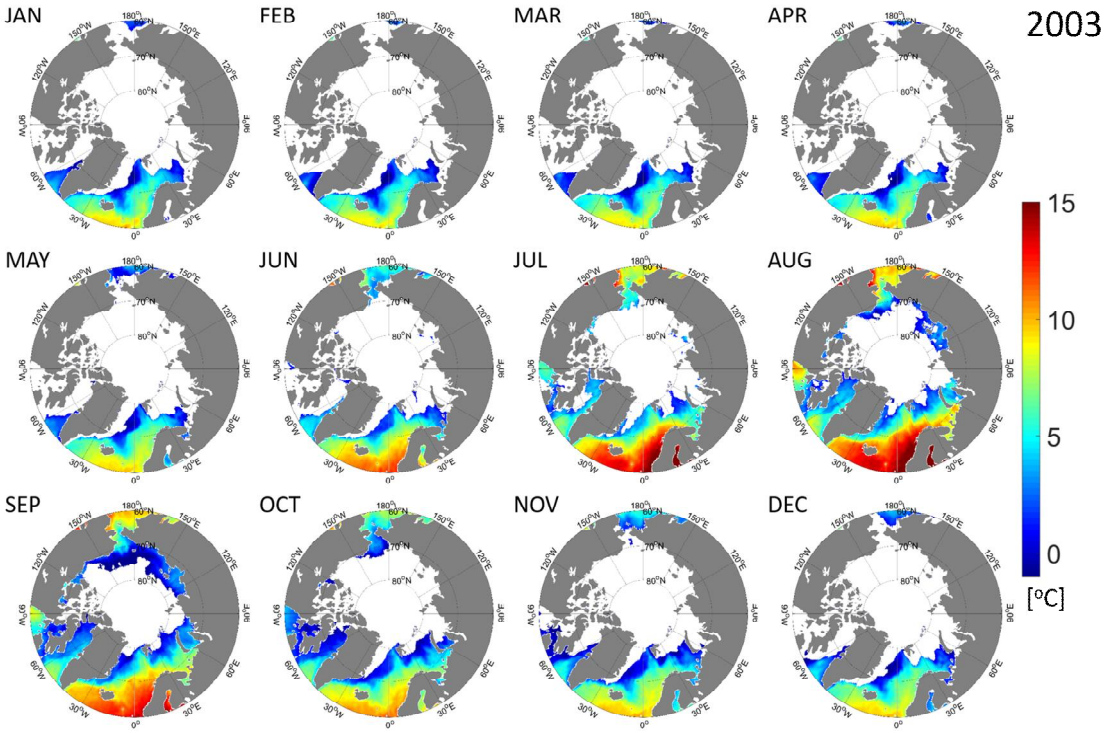

JAN
FEB
MAR
APR
1993
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
1994
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

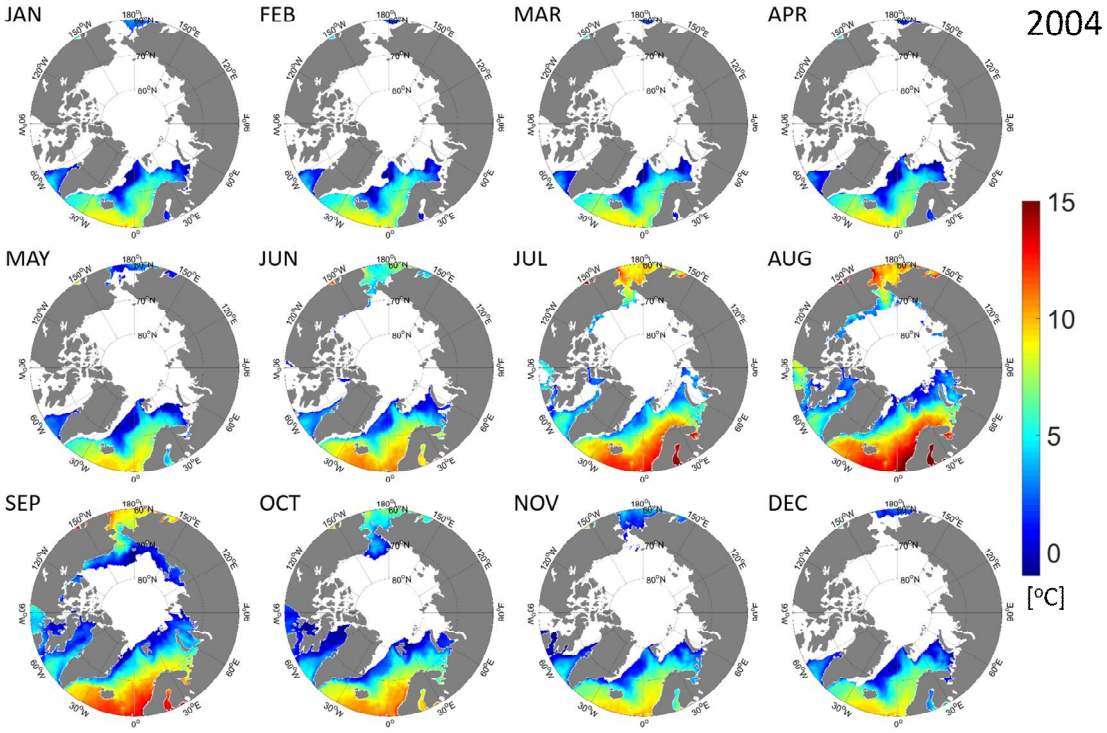

JAN
FEB
MAR
APR
1995
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
1996
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

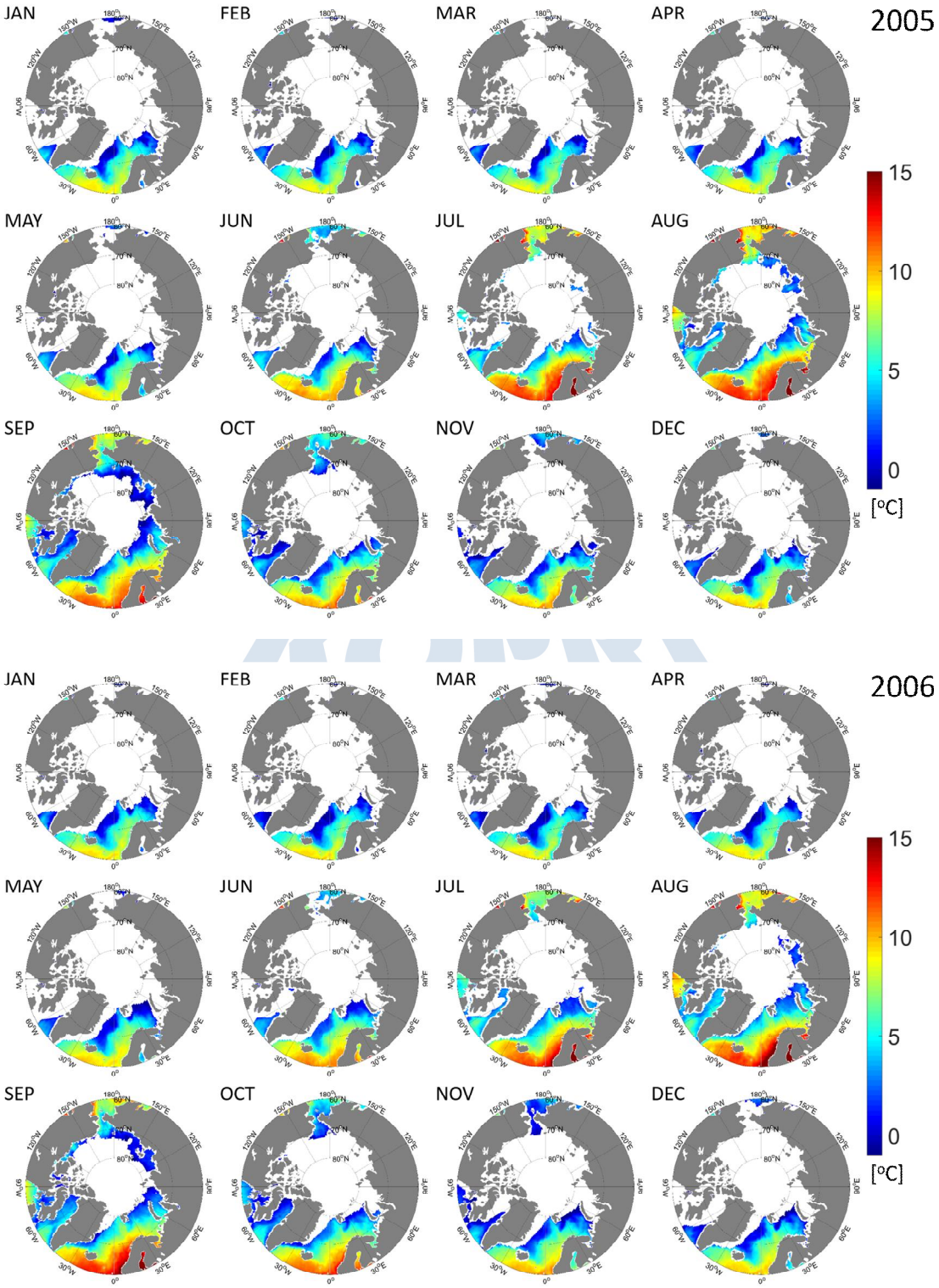

1997
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
1998
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

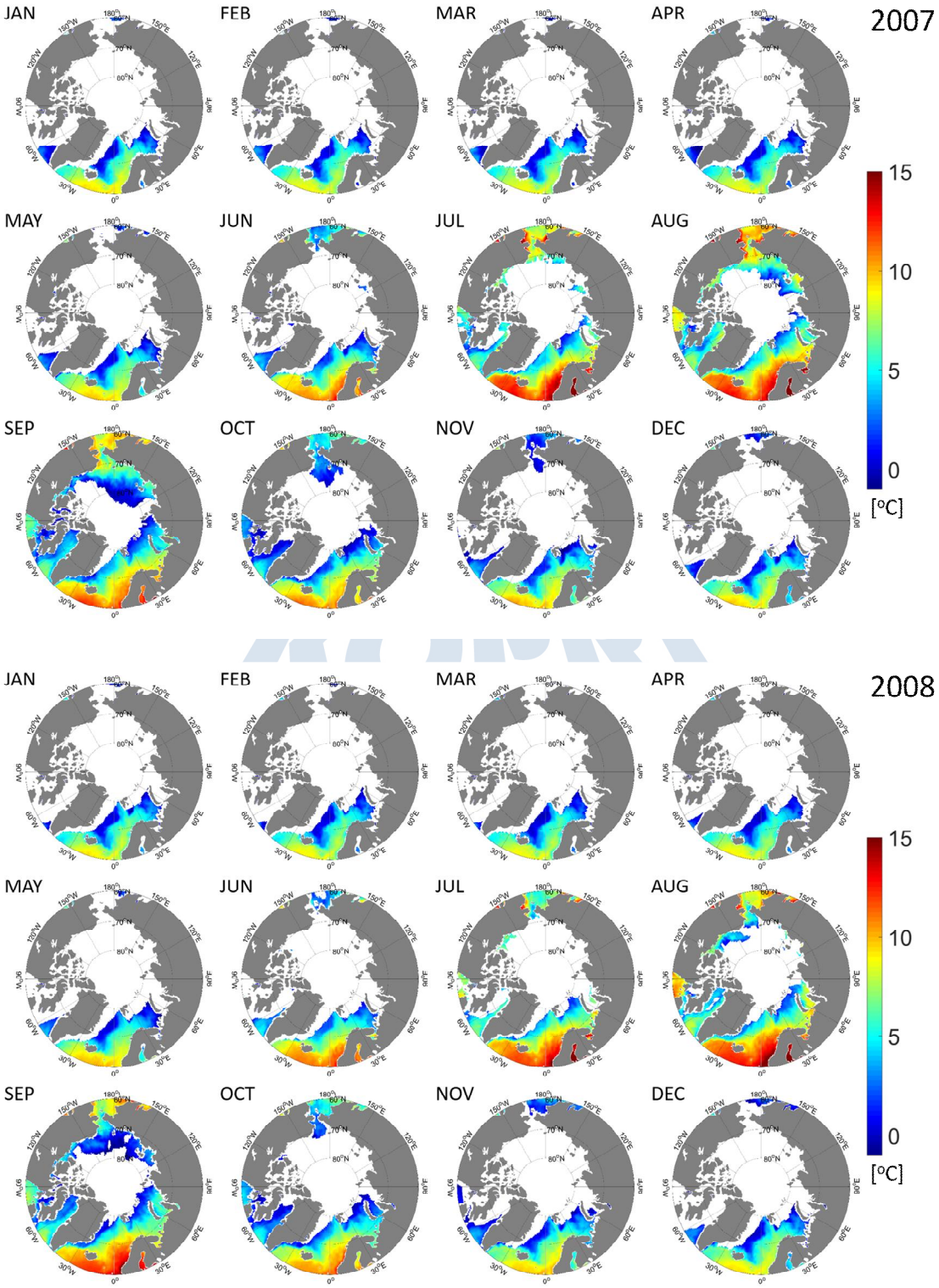

1999
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
2000
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

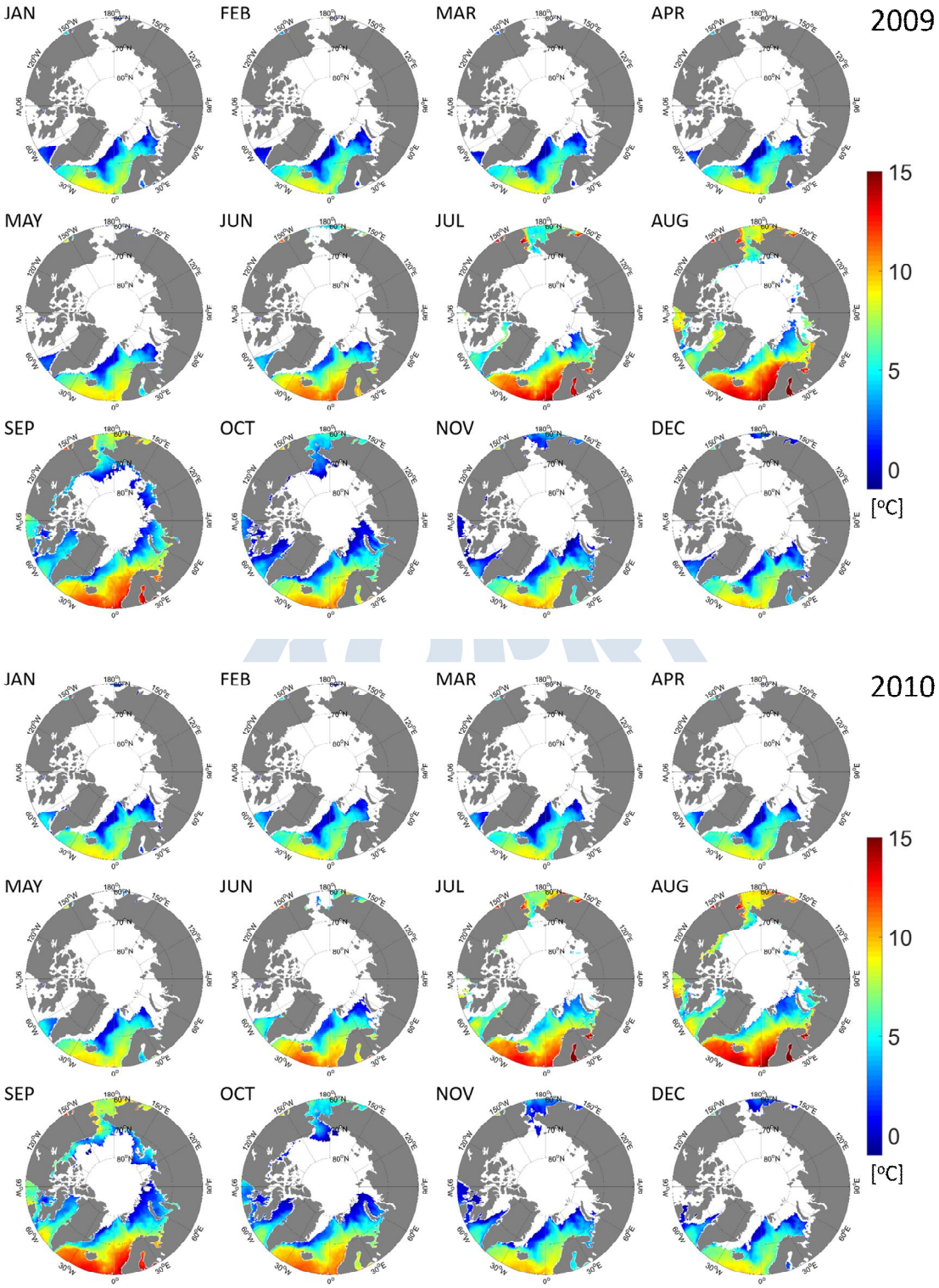

JAN
FEB
MAR
APR
2001
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
2002
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

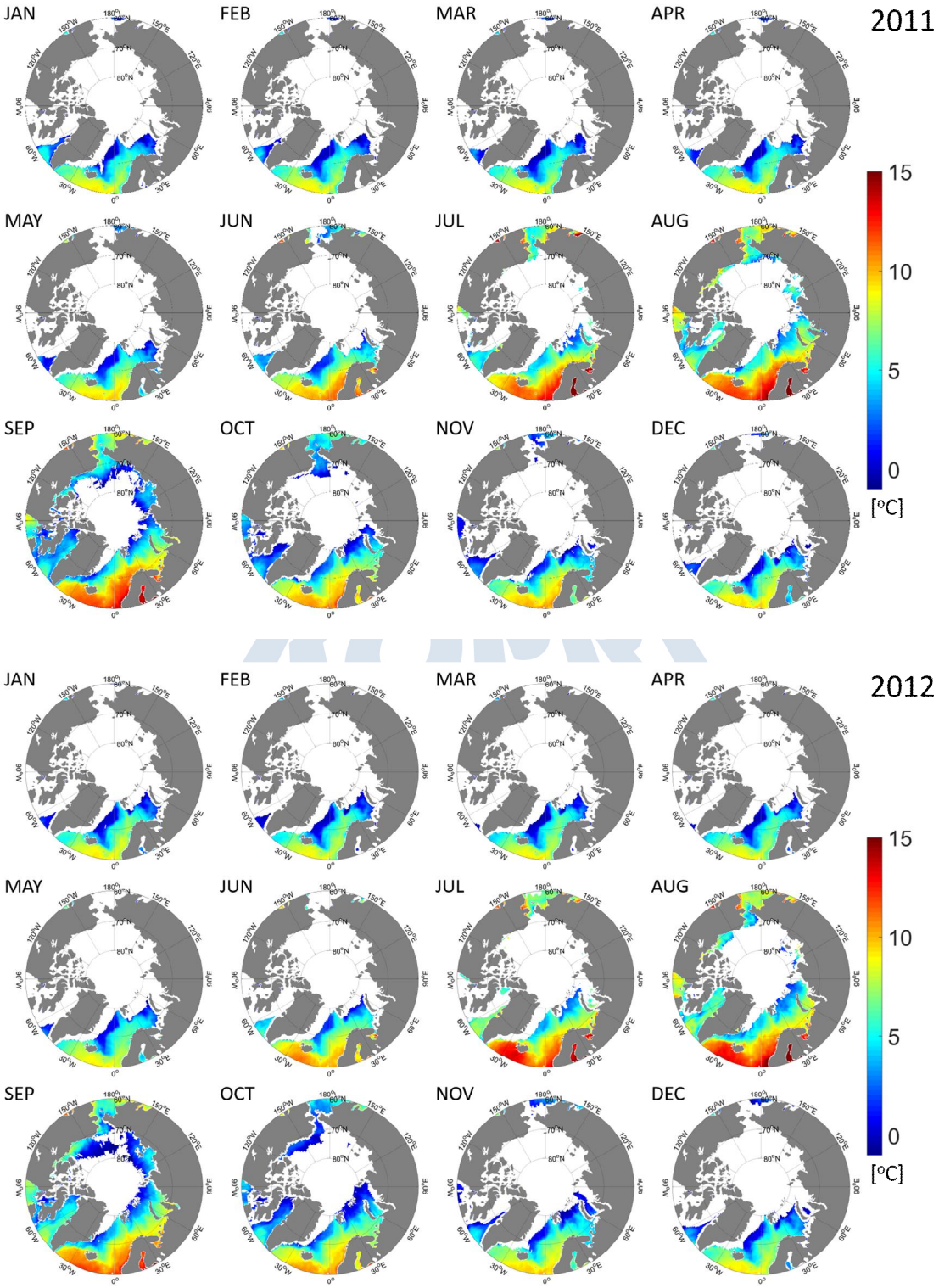

JAN
FEB
MAR
APR
2003
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

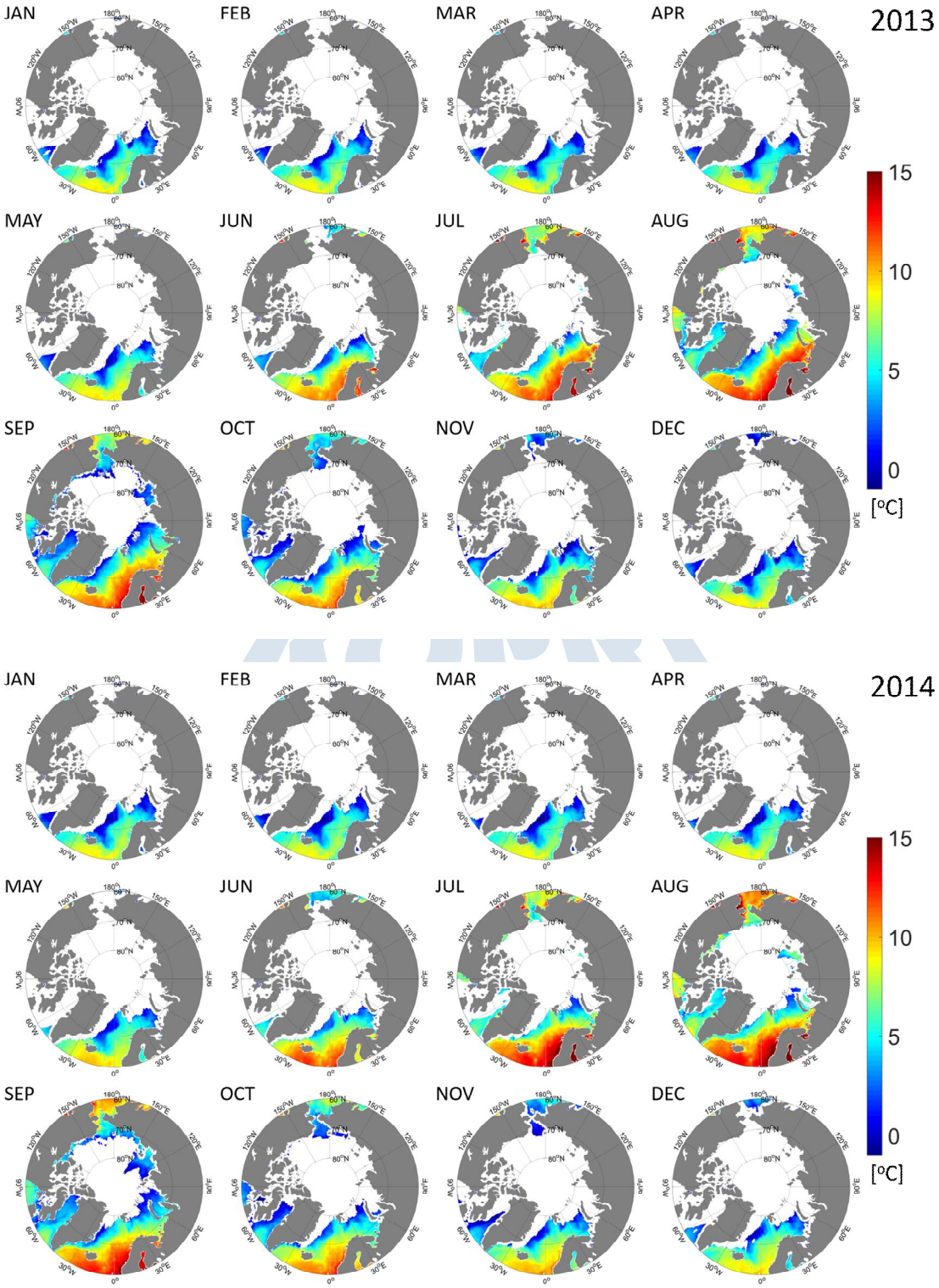

JAN
FEB
MAR
APR
2004
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

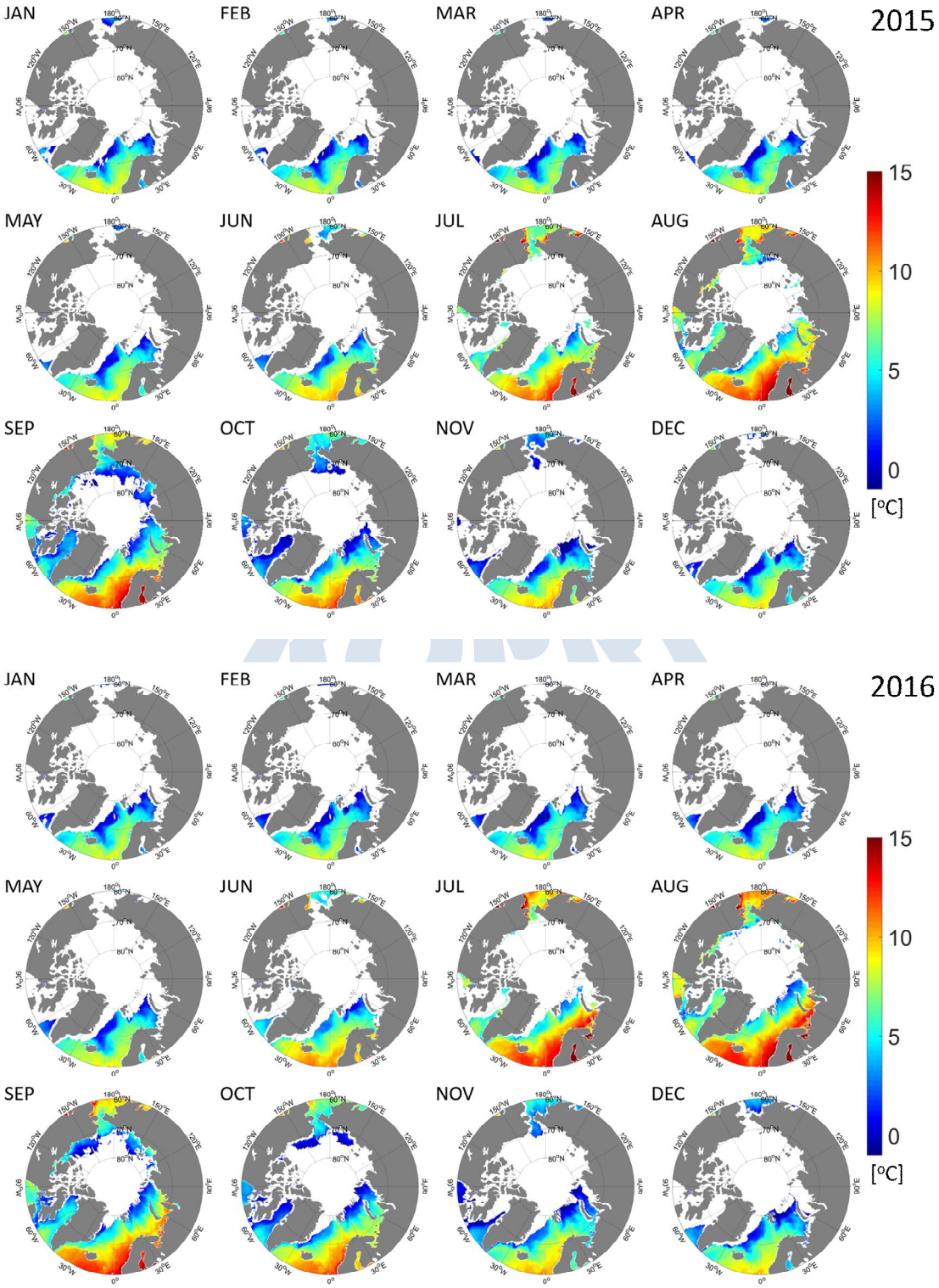

JAN
FEB
MAR
APR
2005
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
2006
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

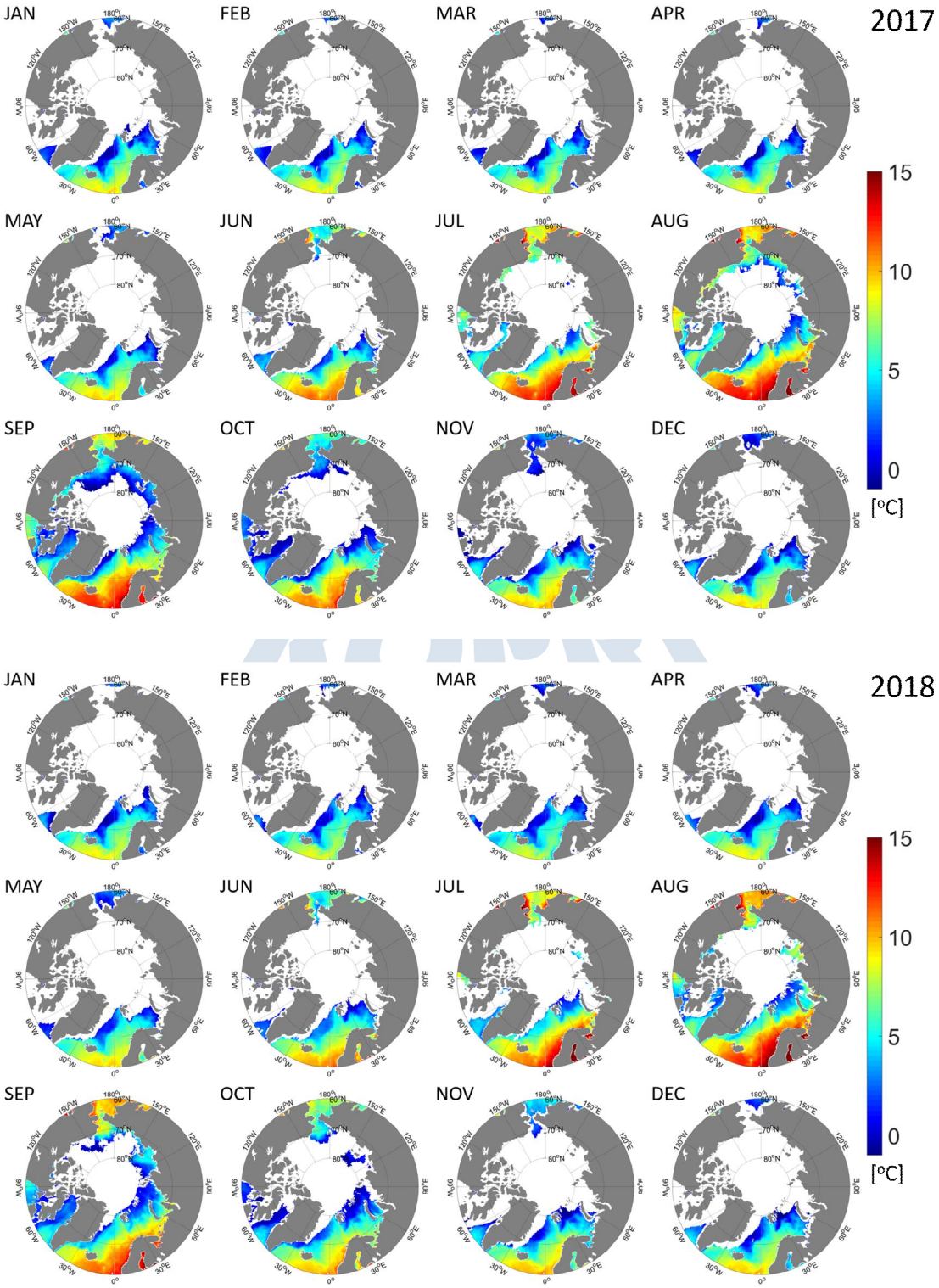

JAN
FEB
MAR
APR
2007
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
2008
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]


2009
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
2010
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

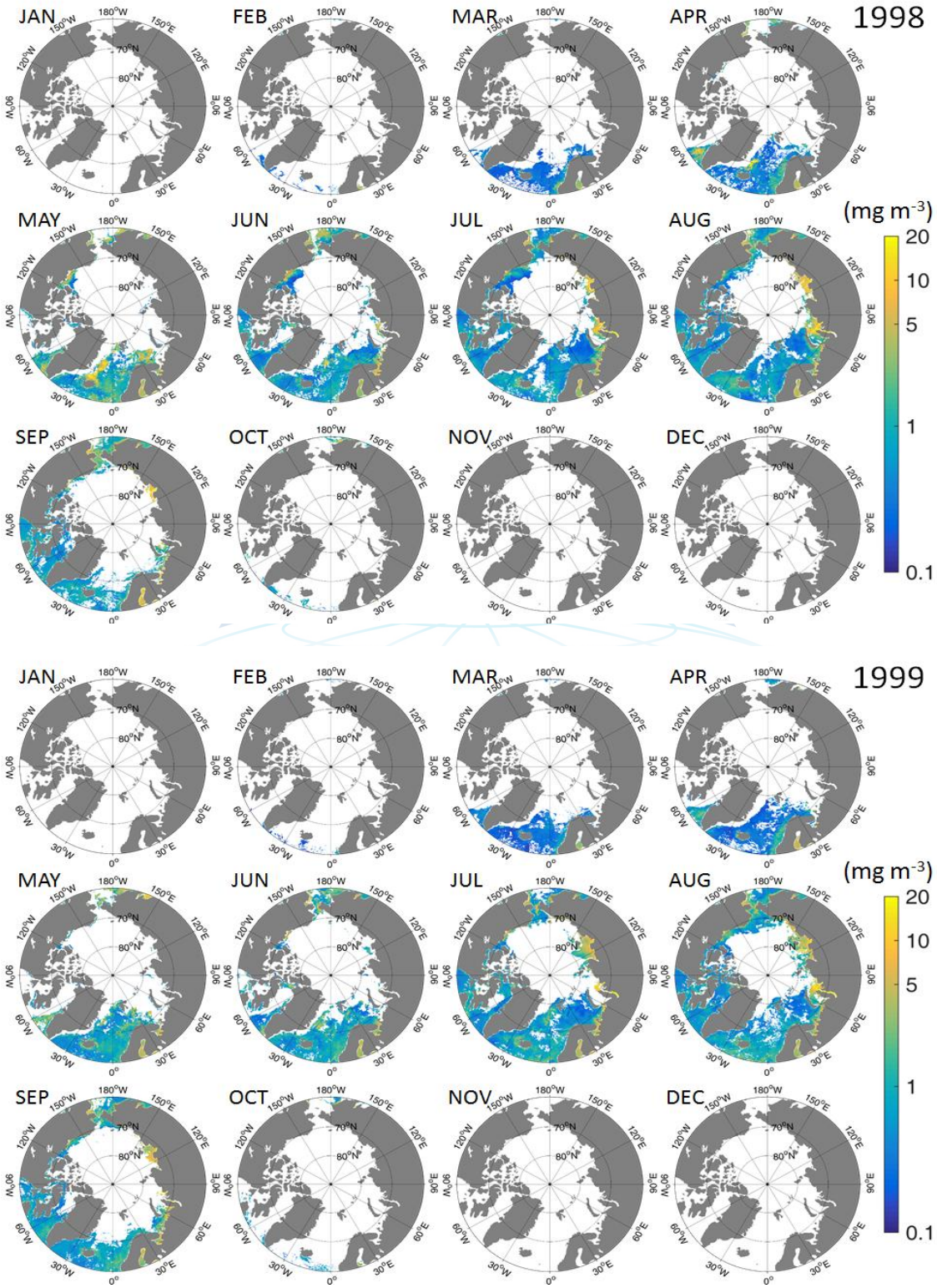

JAN
FEB
MAR
APR
2011
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
2012
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

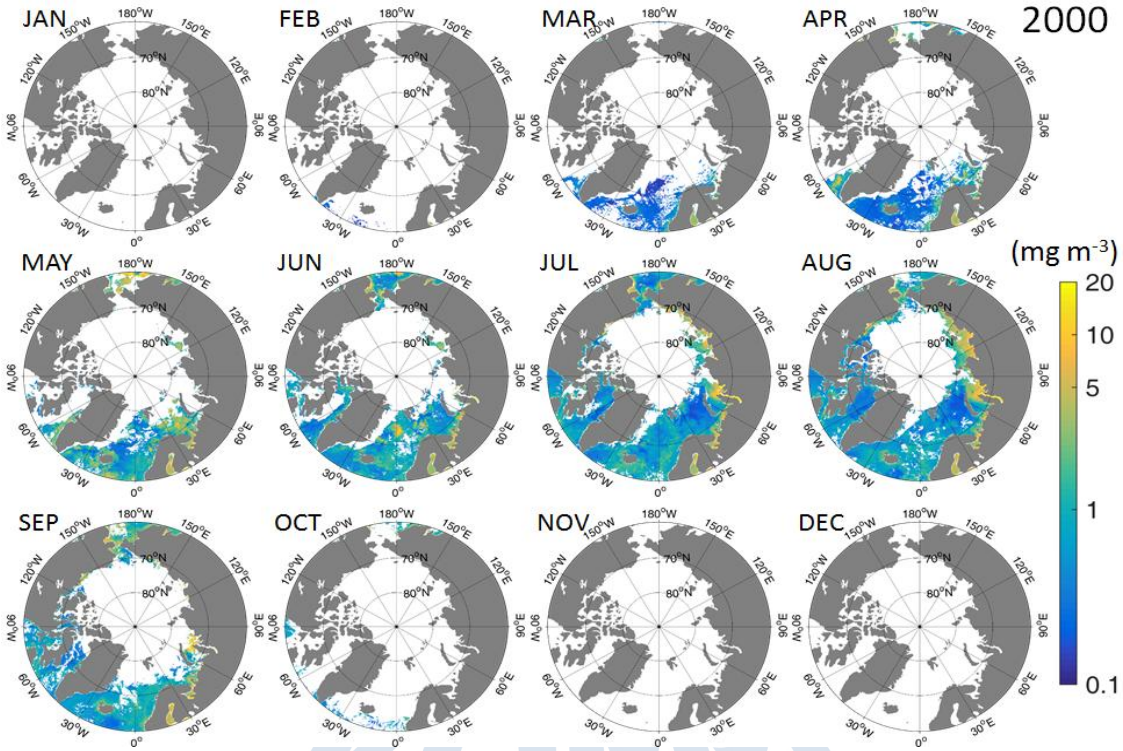

2013
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
2014
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

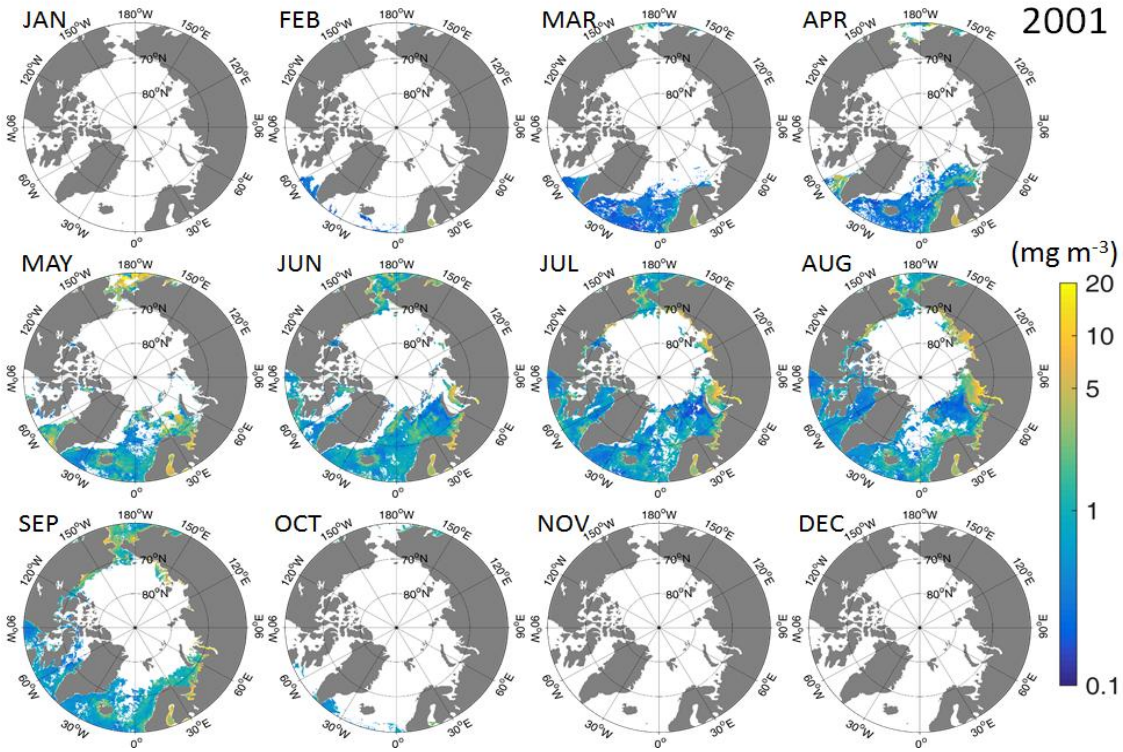

JAN
FEB
MAR
APR
2015
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
2016
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

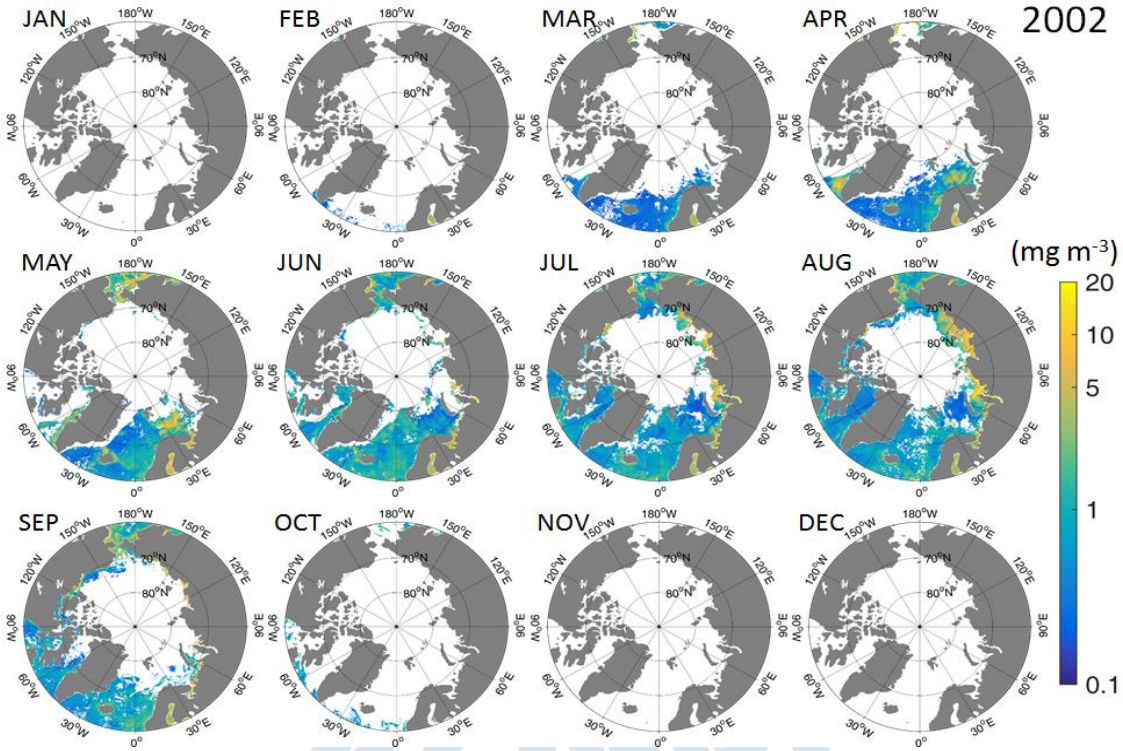

JAN
FEB
MAR
APR
2017
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]
JAN
FEB
MAR
APR
2018
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
15
10
5
0
[°C]

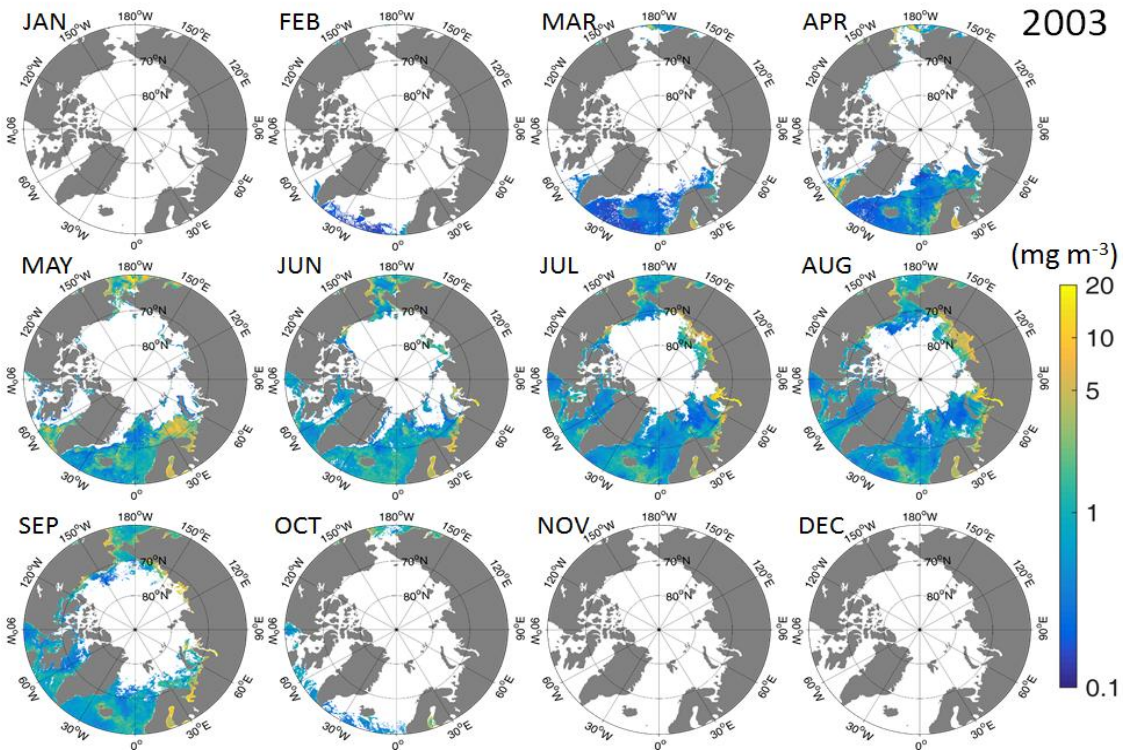
첨부 3. 1998년-2018년 월별 클로로필 농도 분포도

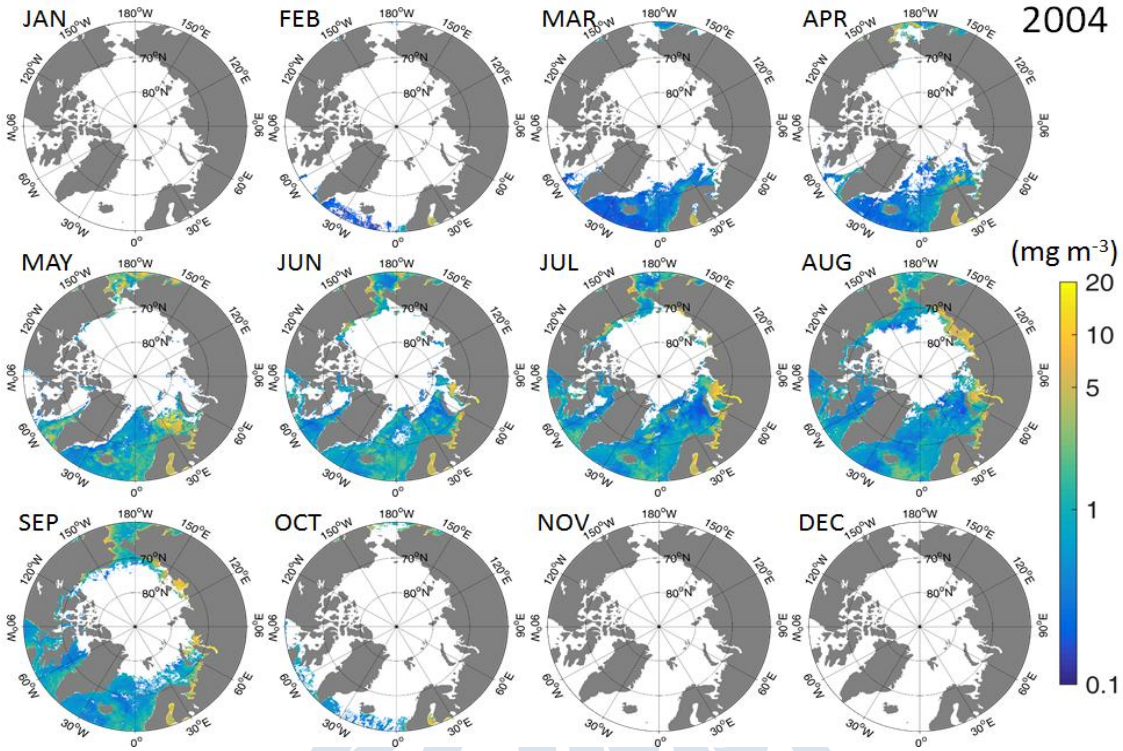


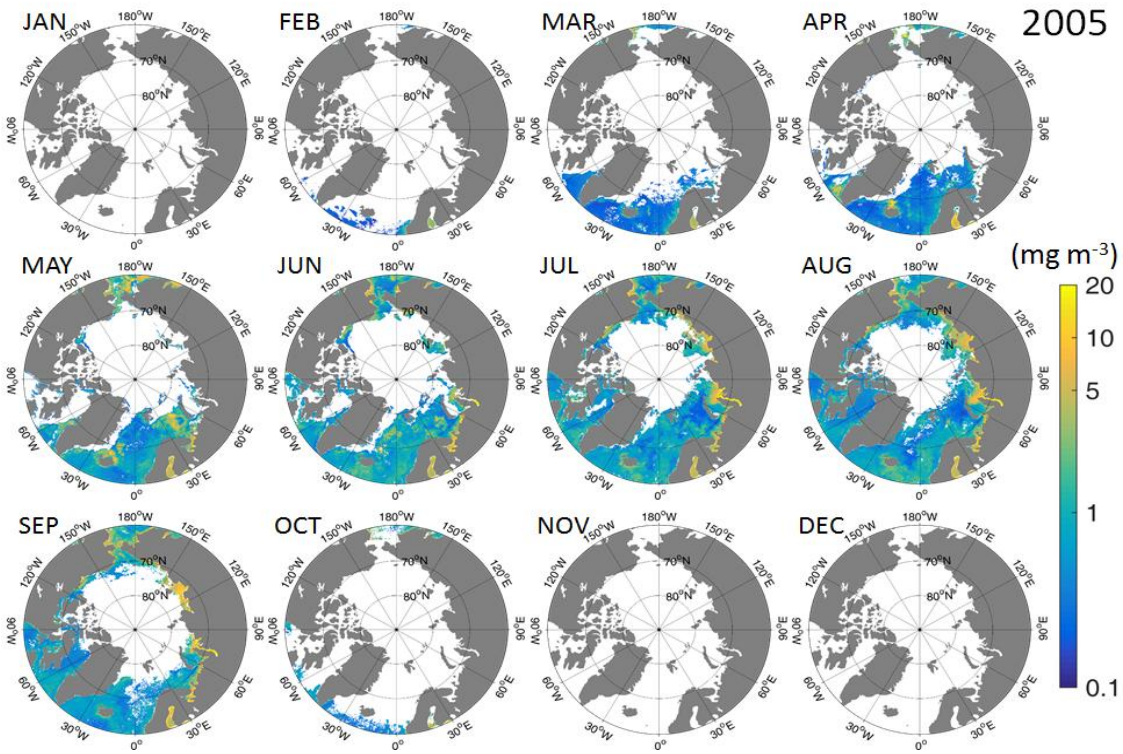

JAN
FEB
MAR
APR
2000
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

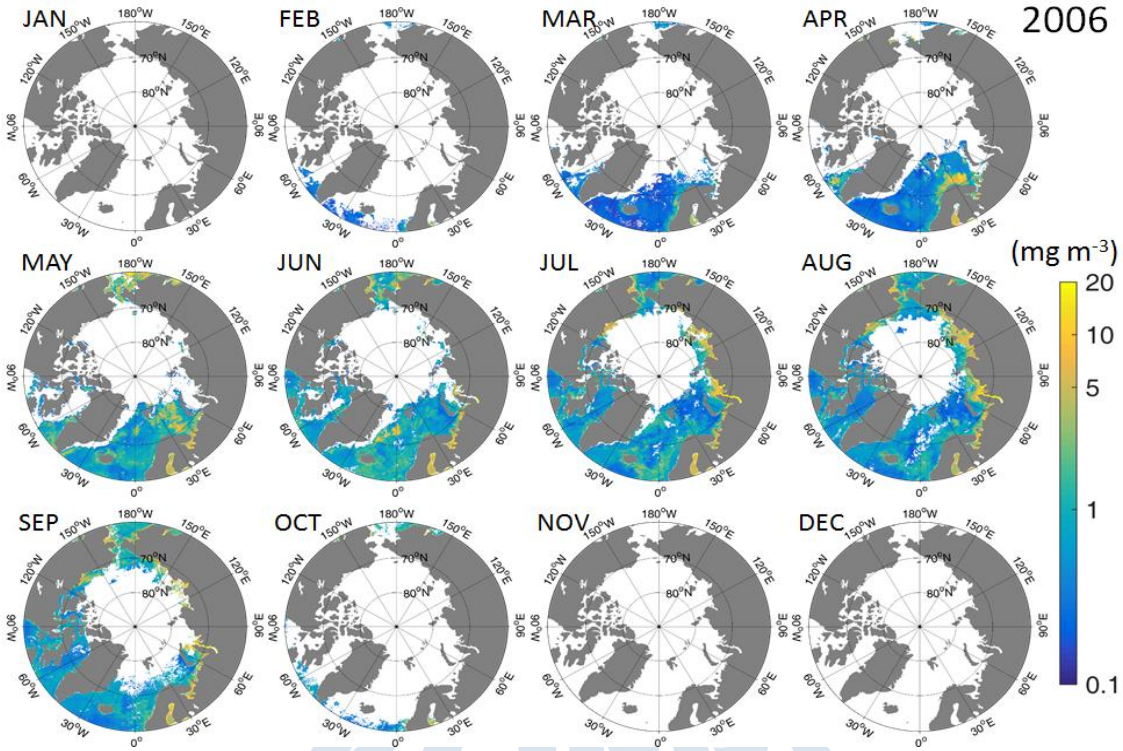

JAN
FEB
MAR
APR
2001
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

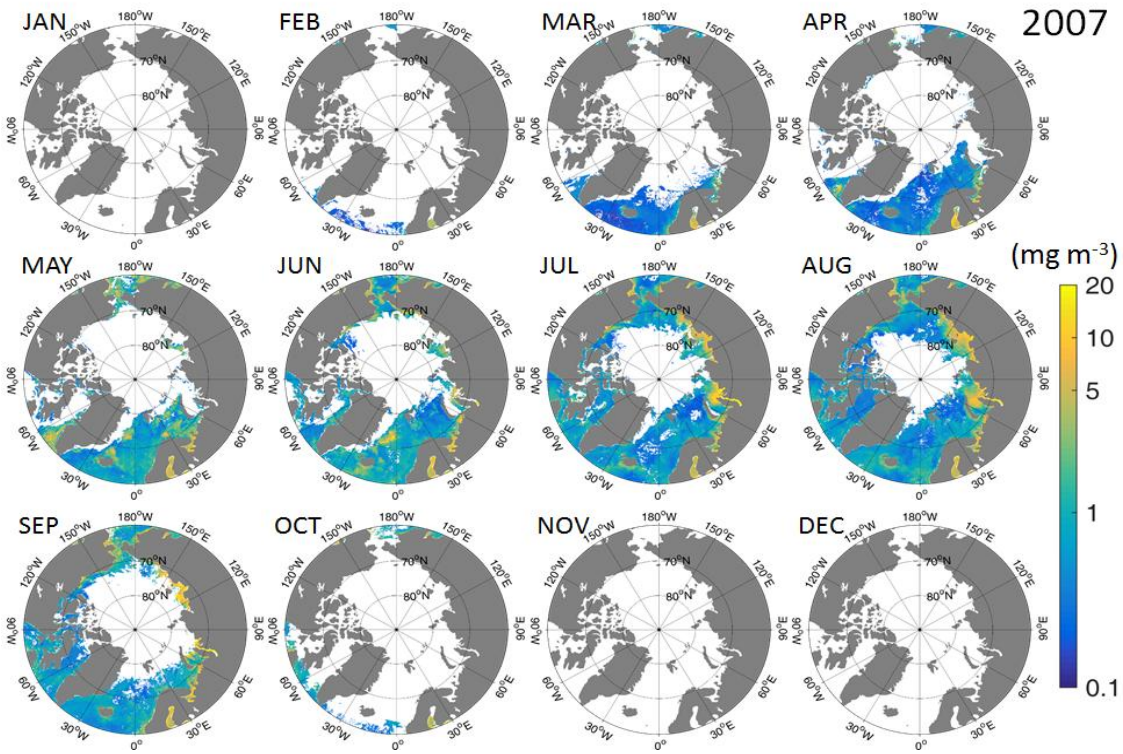

2002
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1

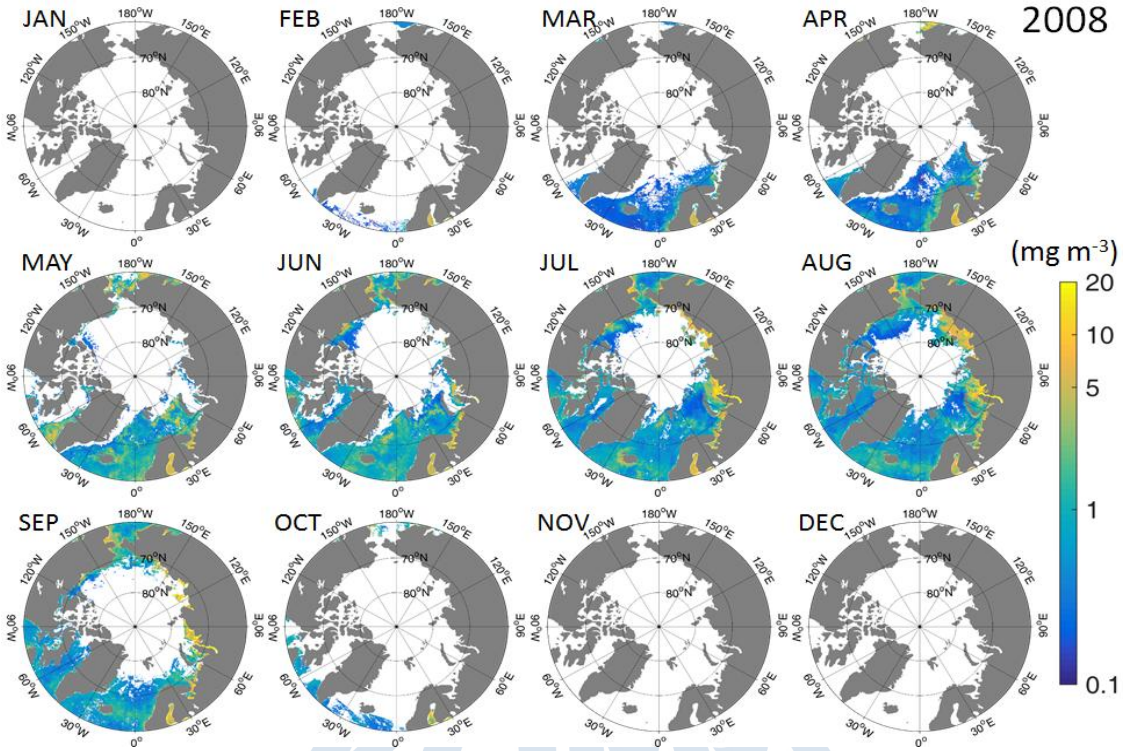

2003
JAN
FEB
MAR
APR
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1

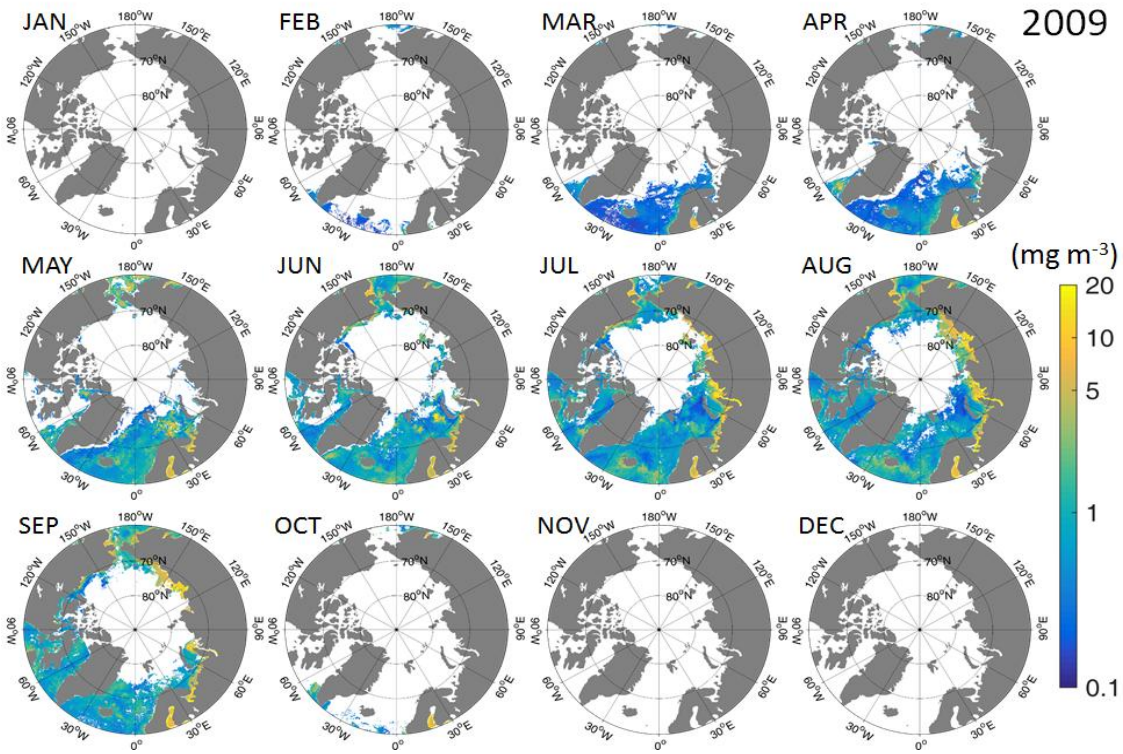

JAN
FEB
MAR
APR
2004
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

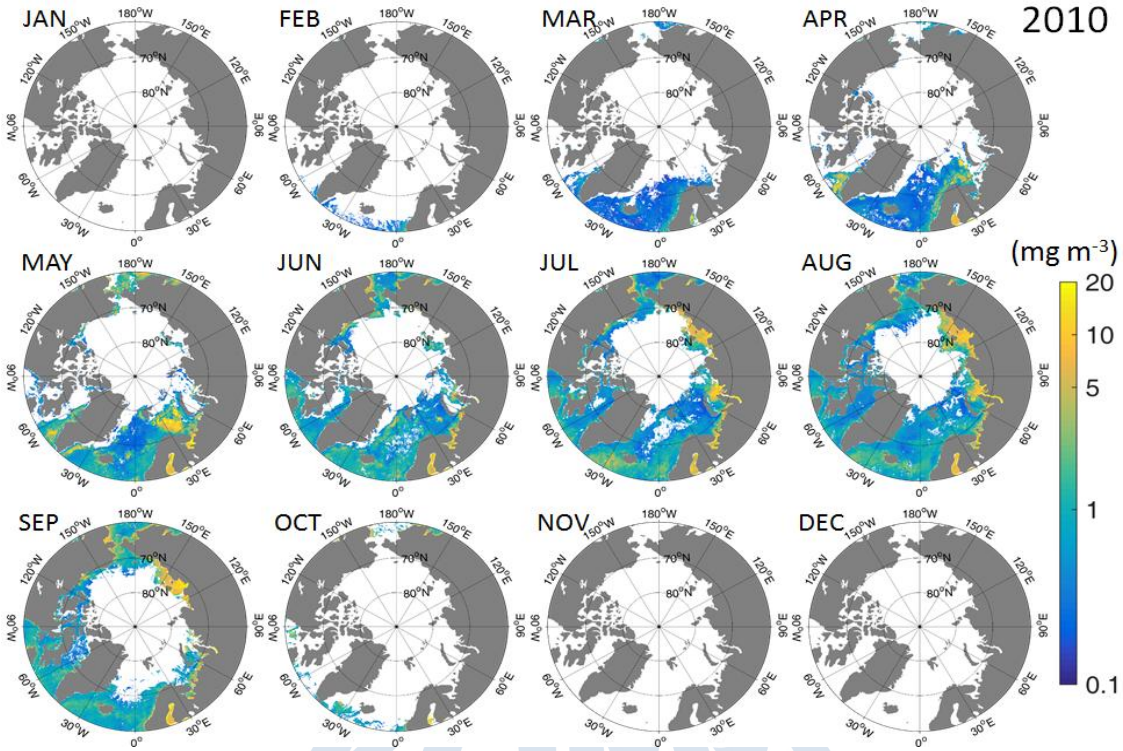

JAN
FEB
MAR
APR
2005
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

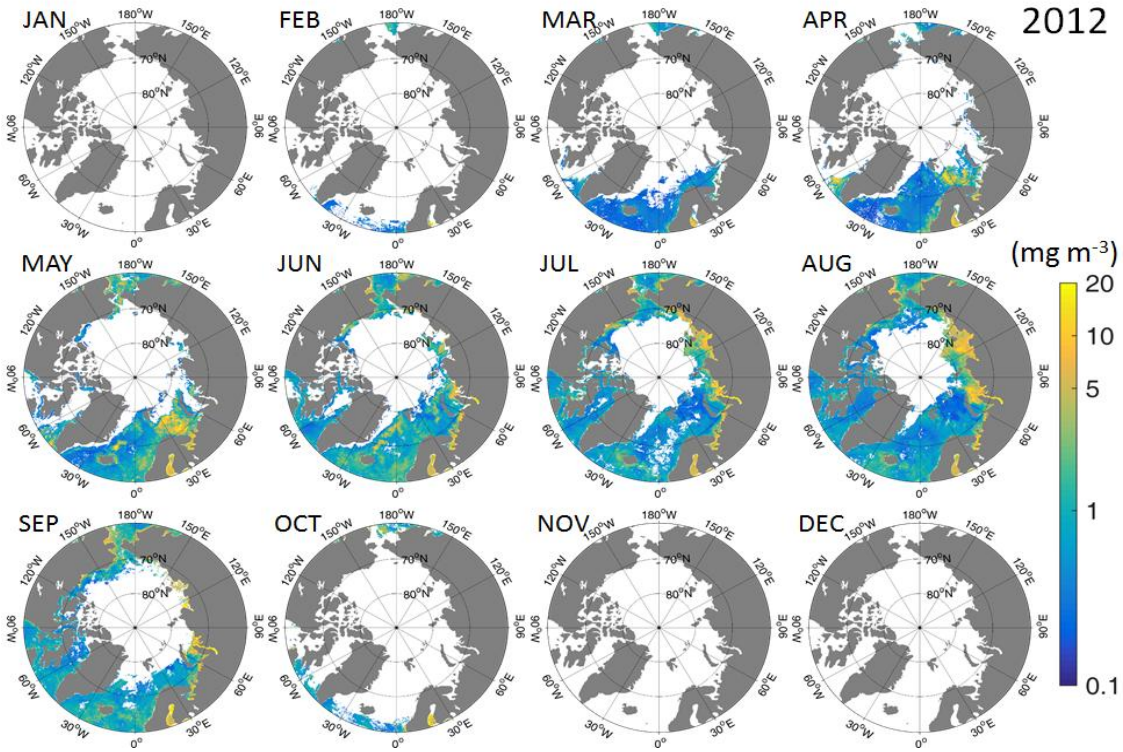

JAN
FEB
MAR
APR
2006
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

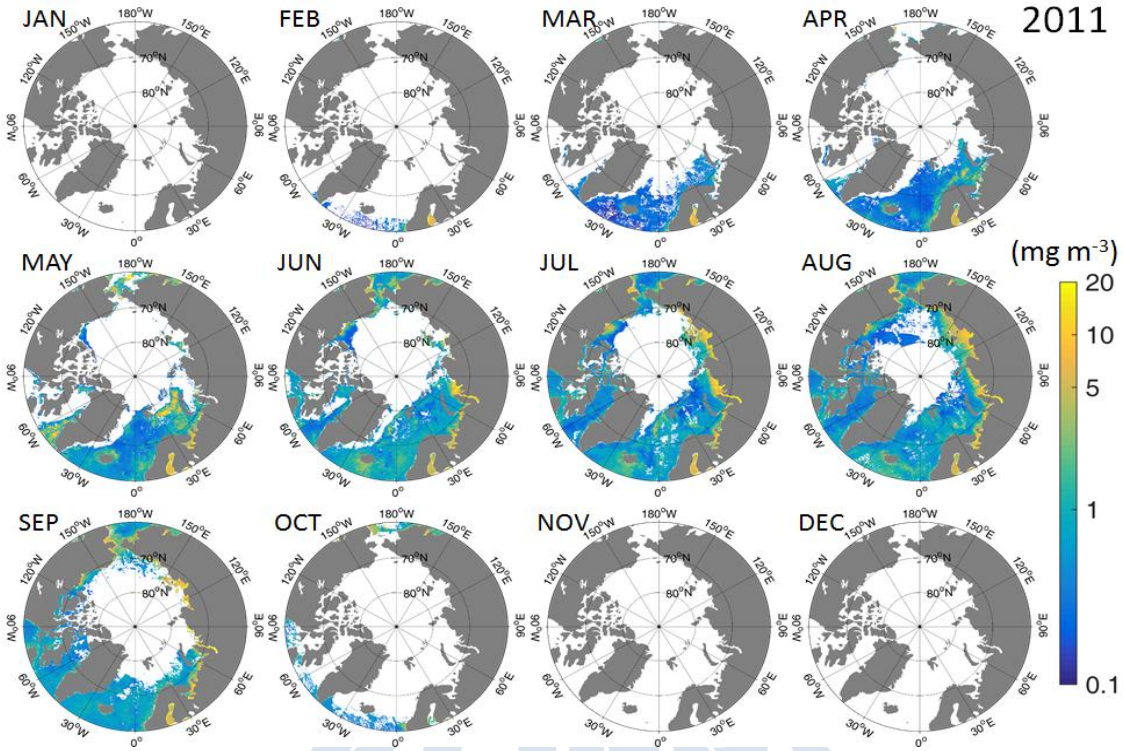

JAN
FEB
MAR
APR
2007
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

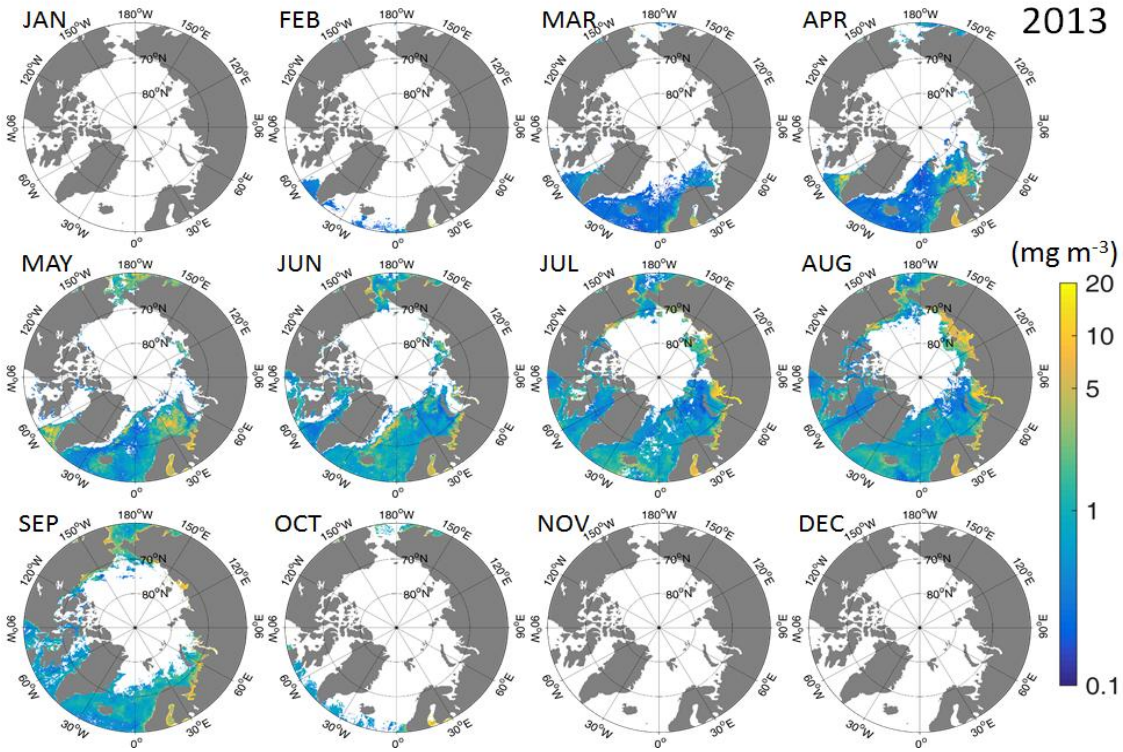

JAN
FEB
MAR
APR
2008
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1

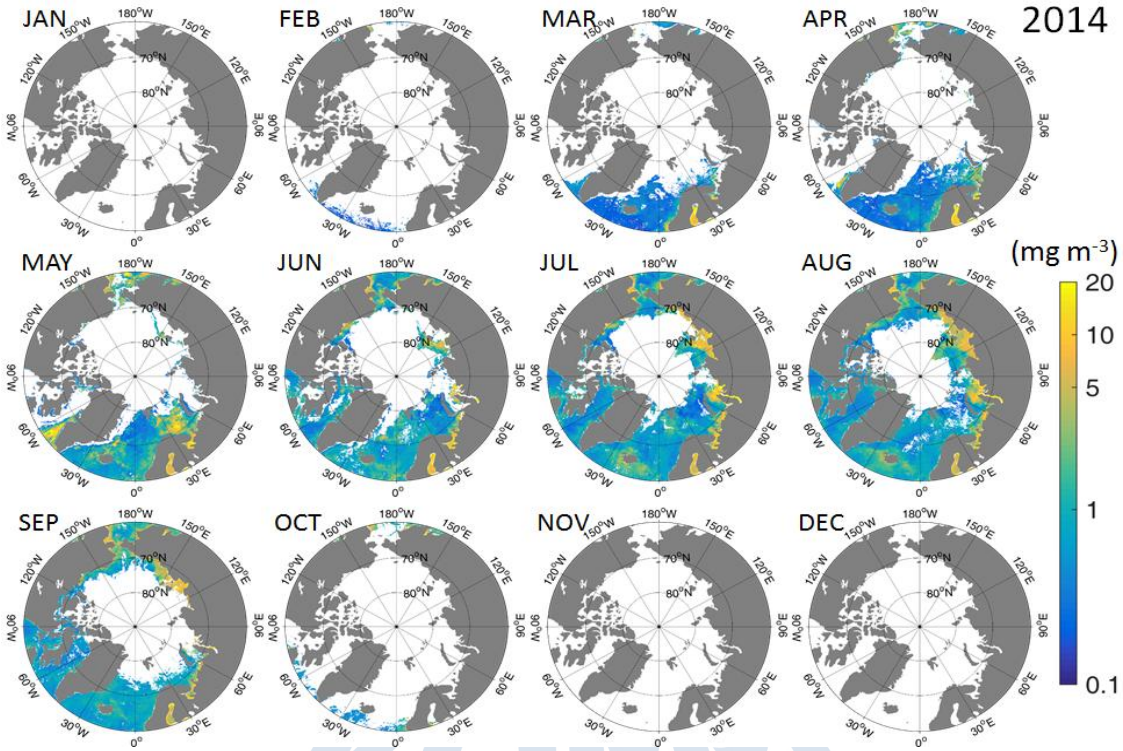

JAN
FEB
MAR
APR
2009
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1

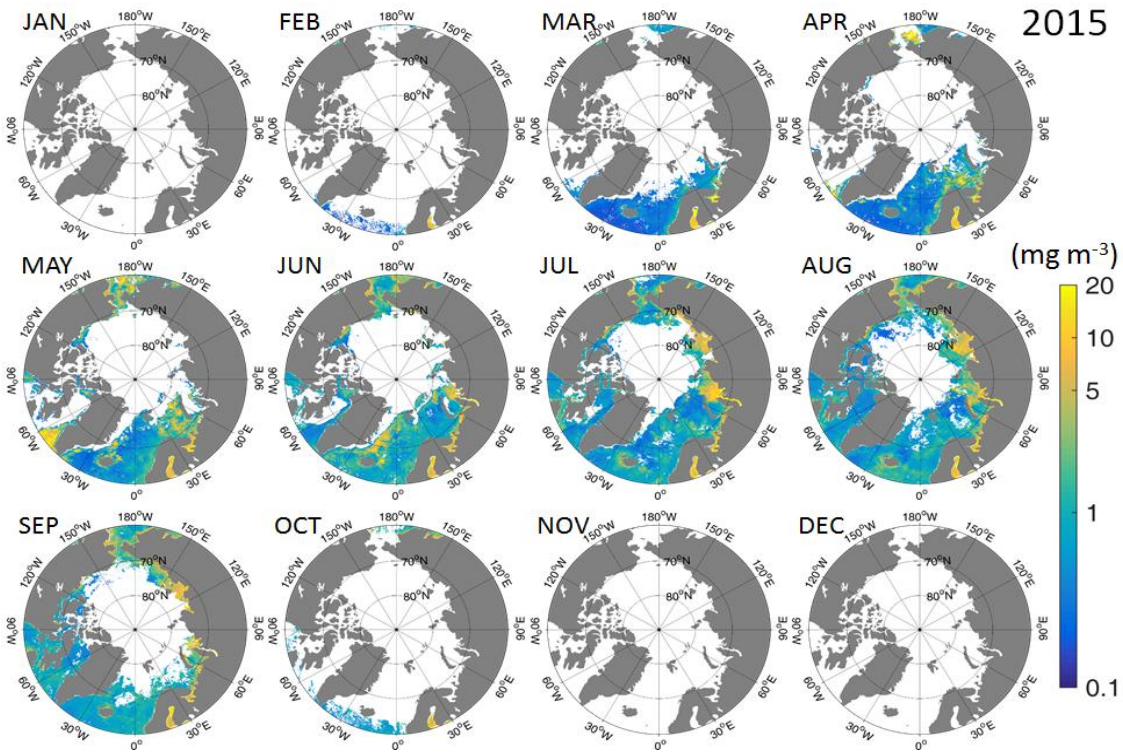

JAN
FEB
MAR
APR
2010
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

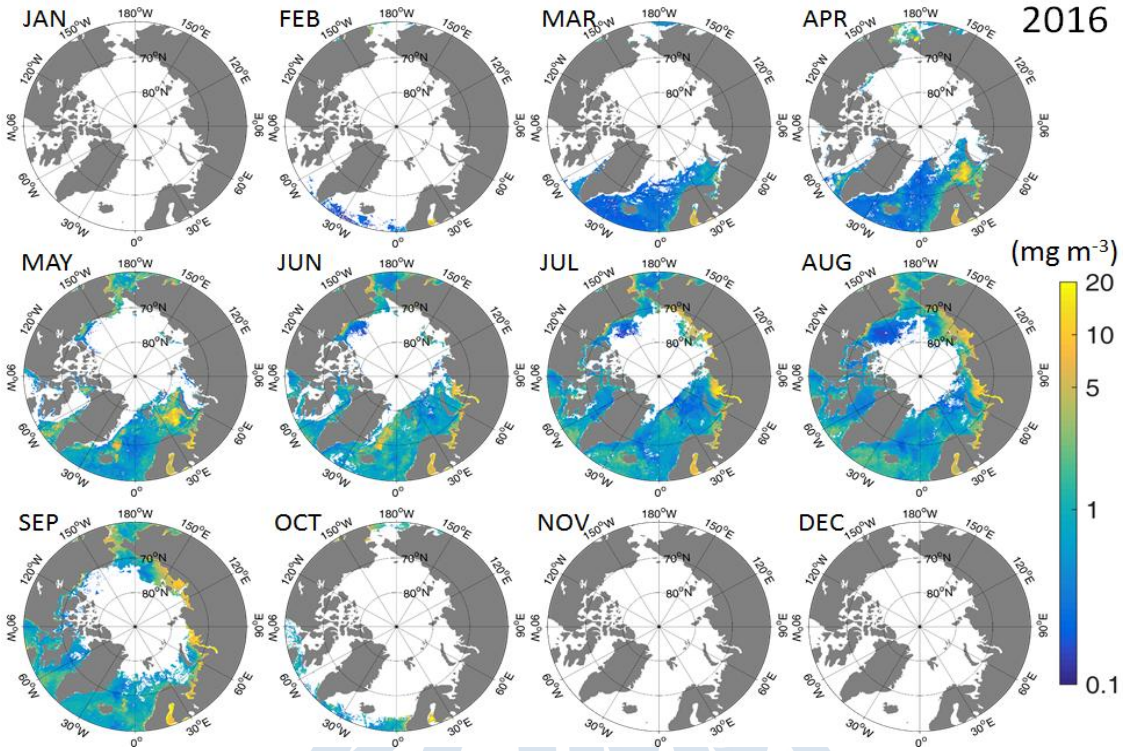

JAN
FEB
MAR
APR
2012
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

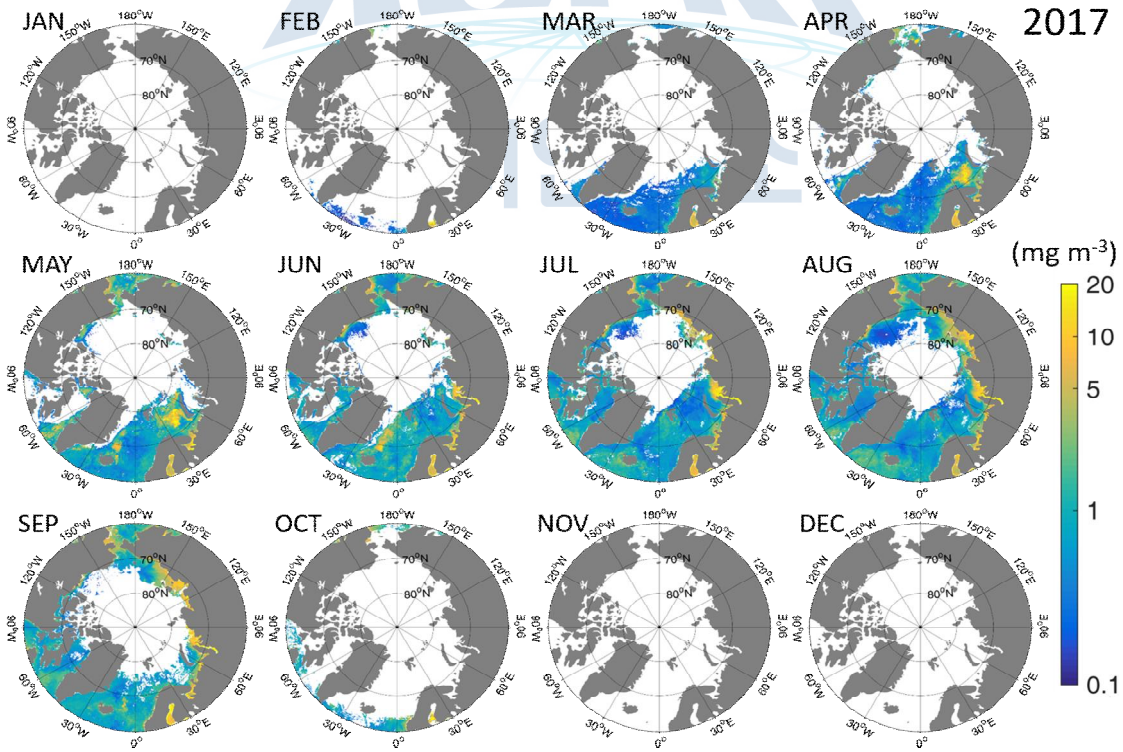

JAN
FEB
MAR
APR
2011
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC

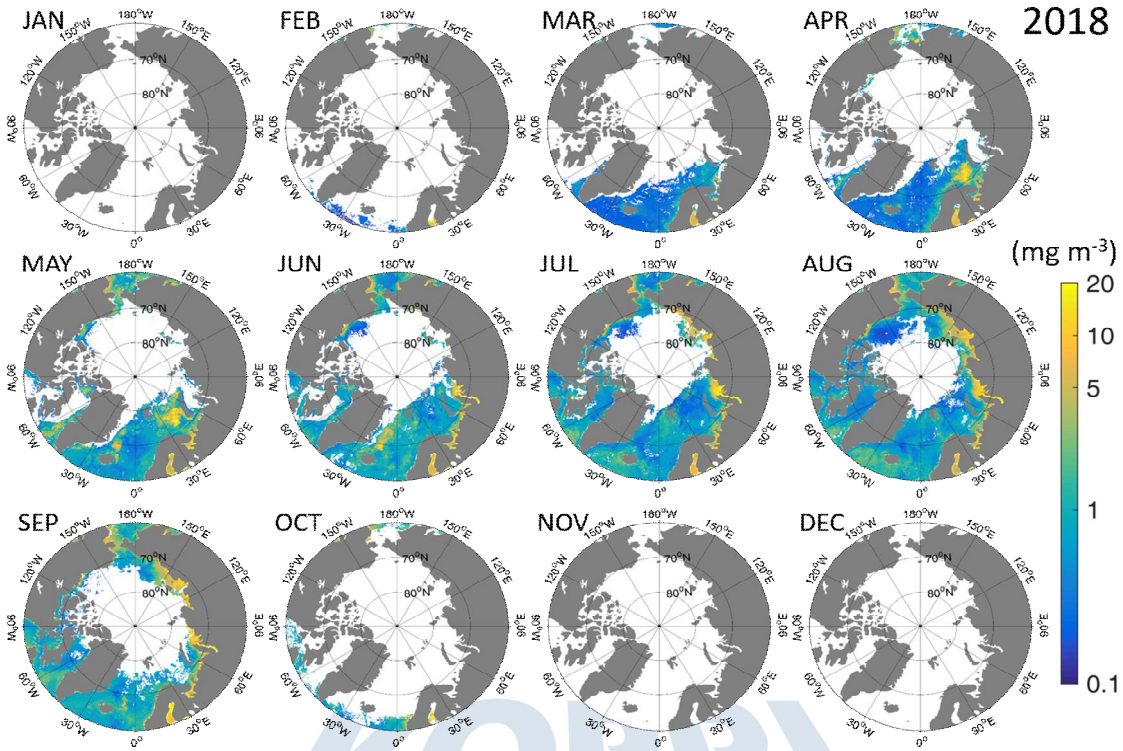

JAN
FEB
MAR
APR
2013
MAY
JUN
JUL
AUG
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1
SEP
OCT
NOV
DEC


JAN
FEB
MAR
APR
2014
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1


JAN
FEB
MAR
APR
2015
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1


JAN
FEB
MAR
APR
2016
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1


JAN
FEB
MAR
APR
2017
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1


JAN
FEB
MAR
APR
2018
MAY
JUN
JUL
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC
(mg m-3)
20
10
5
1
0.1

KOPRI
극지연구소

KOPRI
극지연구소

주 의

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