



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

이학석사 학위논문

전구 해양순환에 미치는 해빙의 효과

Sea ice effects on the global ocean circulation



지도교수 이 호 진

2014년 2월

한 국 해 양 대 학 교 대 학 원

해양생명환경학과

김 상 엽

본 논문을 김상엽의 이학석사 학위논문으로 인준함.

위원장	공학박사	박 재 훈	(인)
위 원	이학박사	박 영 규	(인)
위 원	이학박사	이 호 진	(인)

2013년 12월 12일

한국해양대학교 대학원

목 차

List of Figures	iii
List of Tables	v
Abstract	vi
 1. 서 론	 1
 2. 모델개요 및 입력자료	
2.1 모델개요	3
2.2 모델영역 및 입력자료	5
2.3 실험구성	7
 3. 결 과	
3.1 모델 검증	8
3.1.1 수온 및 염분 분포	8
3.1.2 해양 순환	10
3.1.3 빙해역 해빙 분포	12
3.2 전 지구 해양순환 및 해황에 미치는 해빙의 효과	14
3.2.1 해표면 열속과 혼합층 깊이의 관계	14
3.2.2 수온 및 염분 분포	17
3.2.3 해양 순환	20
3.3 북극해 내부 담수 유입 증가에 따른 해양의 반응	23
3.3.1 수온 및 염분 분포	23
3.3.2 해양 순환	26

4. 결 론	30
참고문헌	32
부록 A	36
감사의 글	51



List of Figures

Fig. 1 모델 영역 및 수심.	6
Fig. 2 runoff 증가량 (65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 값과 기존 runoff 값의 차이 (단위: $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$)).	7
Fig. 3 모델이 재현한 10년 평균 해표면 수온 (왼쪽 위) 및 염분 (왼쪽 아래) 분포와 WOA2009 연평균자료의 수온 (오른쪽 위) 및 염분 (오른쪽 아래) 분포.	9
Fig. 4 모델 (Case 1)이 재현한 10년 평균 AMOC (왼쪽)와 Carl Wunsch (2002)의 AMOC 모식도 (오른쪽).	0 1
Fig. 5 모델 (Case 1)이 모사한 10년 평균 3월과 9월의 북극해 상층 (왼쪽 위, 55 dbar) 및 중층 (왼쪽 아래, 390 dbar) 순환과 북극해 상층 (파란색 화살표) 및 중층 (빨간색 화살표) 순환 모식도 (Polyakov et al., 2012, 오른쪽).	11
Fig. 6 모델 (Case 1)이 모사한 10년 평균 3월과 9월의 해빙농도 분포와 HadISST 해빙농도 분포 (위: 북극, 아래: 남극).	31
Fig. 7 해빙농도자료로 계산한 모델과 HadISST의 월별 해빙 면적 변동 (위: 북극, 아래: 남극).	13
Fig. 8 해빙을 포함한 경우 (Case 1, 왼쪽)와 포함하지 않은 경우 (Case 2, 오른쪽) 모델이 재현한 10년 평균 해표면 순 열속 (W/m^2).	16
Fig. 9 해빙을 포함한 경우 (Case 1, 왼쪽)와 포함하지 않은 경우 (Case 2, 오른쪽)의 북대서양 (위)과 남극 웨델 해 (아래)에서의 10년 평균 혼합층 깊이 (m).	16
Fig. 10 해빙을 포함한 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2)의 10년 평균 해표면 수온 (왼쪽), 염분 (오른쪽) 차이 (Case 1 - Case2). 8 1	
Fig. 11 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 위)와 포함하지 않는 경우 (Case 2,	

중간) 모델이 모사한 동시베리아 해에서부터 북대서양까지 연결하는 단면 (아래)에서의 10년 평균 수온 (왼쪽), 염분 (오른쪽) 분포. 가로축은 위도, 세로축은 수심 (dbar)을 나타낸다.	19
Fig. 12 해빙을 포함한 경우 (Case 1, 왼쪽)와 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 오른쪽) 모델이 모사한 10년 평균 3월과 9월의 북극해 상층 (위: 55 dbar) 및 중층 (아래: 390 dbar) 순환 (Case 1 기준벡터 크기는 Case 2 기준벡터 크기의 두 배임).	21
Fig. 13 해빙을 포함하는 모델 (Case 1)이 재현한 10년 평균 AMOC (왼쪽)과 해빙을 포함하지 않는 모델 (Case 2)이 재현한 10년 평균 AMOC (오른쪽).	22
Fig. 14 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 모델이 모사한 해 표면 수온 (좌) 및 염분 (우) 차이 (Case2 - Case 3).	42
Fig. 15 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 위), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 아래) 모델이 모사한 동시베리아 해에서부터 북대서양까지 연결하는 단면에서의 10년 평균 수온 (왼쪽), 염분 (오른쪽) 분포.	52
Fig. 16 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 왼쪽)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 모사한 10년 평균 3월과 9월의 북극해 상층 (위: 55 dbar) 및 중층 (아래: 390 dbar) 순환.	71
Fig. 17 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 왼쪽)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 10년 평균 AMOC.	79
Fig. 18 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2, 붉은 선)와 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 푸른 선)의 모델 적분시간에 따른 AMOC 지수 (40°N 부근 시계방향 AMOC의 최대유량) 변화.	99

List of Tables

Table 1 CORE-NYF.v2 대기강제력 입력자료.	6
--------------------------------------	---



Sea ice effects on the global ocean circulation

Sang Yeob Kim

*Division of Marine Environment and Bioscience,
Graduate School of Korea Maritime and Ocean University,
Busan, 606–791, Korea*

The effects of sea ice on oceanic circulation are investigated using the global Ocean General Circulation Model (OGCM). Two different cases of numerical experiment (experiment with and without ice) are performed to evaluate the impacts of sea ice on the global ocean. An additional experiment is conducted to investigate meltwater effects on the global ocean circulation by increasing the runoff over the north of 65°N (without ice).

The OGCM used in this study is the Modular Ocean Model version 4.1 (MOM4p1) with 1° horizontal resolution and 50 vertical levels. GM neutral density diffusion scheme is adopted for horizontal mixing and K–Profile scheme is used for vertical mixing. Corrected CORE version 2 – Normal Year Forcing are used to calculate heat, salt and momentum fluxes with a bulk formula at the sea surface without any relaxation of SST and SSS.

It is widely known that decrease of sea ice coverage weakens the strength of the thermohaline circulation (THC) because the ice meltwater

intensifies stratification of water column at the deep water formation region.

In this study, however, results from experiment without ice show significant increases in the deep water formation due to enhanced deep convection with strong oceanic heat loss by getting rid of the insulation effect of sea ice. Consequently, these lead to the strengthened THC.

Furthermore, the simulated pattern of the Arctic Ocean circulation is significantly influenced by the Arctic halocline distribution. It suggests that the Arctic fresh water content and the strength of vertical mixing are important to control the behavior of the Arctic Ocean circulation.



제 1 장 서 론

최근 지구온난화로 인해 빙해역에서의 해빙면적 감소가 기후변화 연구 분야의 주요 쟁점으로 부각되고 있다. 기온이 상승해 북극해와 그린란드의 빙하가 녹으면 다량의 담수가 바다로 유입되어 해양 내 염분 구조가 변화한다. 이는 큰 규모의 해양 순환을 바꾸어 상당한 기후변화를 야기할 수 있다 (IPCC 4차 보고서). 따라서 해빙 감소와 담수유입 증가에 따른 해양 및 기후의 변화를 예측하기 위해 최근까지 다양한 연구들이 진행되어 왔다.

해빙은 해양-대기간의 직접적인 열교환을 막아주는 ‘단열재’로써 중요한 역할을 한다. Lohmann and Gerdes (1998)는 전 지구 열염순환에 미치는 해빙의 효과를 살펴보기 위해 북반구 해빙 면적을 인위적으로 증가시킨 후 해양의 반응을 살펴본 바 있다. 이를 통해 해빙면적이 증가하면 해양-대기간의 열교환이 줄어들어 해양 내 연직혼합이 감소하고 열염순환의 세기가 약화되는 것을 확인하였다. 따라서 고위도에서의 해빙면적 감소는 해양-대기간의 열교환을 증가시키고 북대서양에서의 심층수생성에 영향을 주어 큰 규모의 해양순환을 바꿀 수 있다.

북대서양 심층수 생성지역은 전 지구 열염순환이 시작되는 곳으로 작은 염분 변화에도 민감하게 반응하며 특히 북극해와 그린란드로부터 유입되는 저염수에 직접적인 영향을 받는다 (Hu et al., 2011; Junclaus et al., 2006; Swingedouw et al., 2006). CO₂ 증가에 따른 미래 기후변화를 예측한 연구들은 21세기 후반 북극해 및 북대서양으로 유입되는 담수가 약 0.1 Sv정도 증가할 것으로 예상하였다 (Dixon et al., 1999; Wood et al., 1999).

Jahn and Holland (2013)는 미래기후변화 예측을 위한 수치실험에서 강한 CO₂ 증가 (RCP 8.5) 조건을 고려하였을 때 21세기 후반 여름철에는 북극의 해빙이 모두 사라지는 것을 확인했다. 더불어 북극해의 해빙이 감소하면 북대서

양으로 유입되는 저염수가 증가해 해양 내 성층을 강화시키고 심층수 생성이 감소하여 결과적으로 열염순환의 세기가 약화되는 것을 확인했다.

과거 마지막 빙하기 시대와 간빙기 (15,000 ~ 8,000년 전)에도 북대서양으로 다량의 담수가 유입된 경우가 있다 (Clarke et al., 2003). Stouffer et al. (2006)은 이를 재현하는 수치실험으로 1 Sv의 담수를 100년간 북대서양 지역에 입력하고 해양의 반응을 살펴보았다. 연구 결과에서 다량의 담수가 북대서양으로 유입되면 열염순환이 완전히 중단되고 고위도로 전달되는 열이 감소하여 중위도 및 고위도의 대기온도가 큰 폭으로 하락하는 것을 확인하였다.

앞선 연구들을 종합해보면 미래 해빙의 감소가 해양 순환에 미치는 영향을 크게 두 가지로 구분할 수 있다. 첫 번째는 해빙의 감소로 인해 단열효과가 사라져 해표면 냉각이 가속화되어 연직혼합이 강화되는 것이고 두 번째는 해빙이 녹으면서 담수유입이 증가해 해양 내 성층이 강화되고 연직혼합이 억제되는 것이다. 이 두 가지 효과는 서로 상충되는 것으로 해양 순환에 미치는 해빙과 담수의 효과를 살펴볼 때 각각의 효과를 구분하여 살펴볼 필요가 있다.

그러나 앞선 연구들 모두 해빙의 감소와 담수 유입의 증가를 함께 고려하여 해빙과 담수가 해양에 미치는 효과를 구분하여 살펴보지는 않았다. 따라서 본 연구에서는 해빙과 담수의 효과를 구분하여 살펴보기 위해 해빙을 포함한 실험과 해빙을 포함하지 않은 실험을 수행하여 해빙이 전구해양순환에 미치는 영향을 살펴보고 해빙을 포함하지 않고 담수유입을 증가시켜 담수 유입 증가에 따른 해양의 반응을 살펴보았다.

본 논문은 다음과 같이 구성되었다. 2장에서는 실험에 사용한 모델 및 입력 자료를 소개하고 실험구성에 대한 내용을 다루었으며 3장에서는 해빙을 포함하고 포함하지 않는 두 가지 경우와 담수 유입 증가에 따른 해양의 반응을 살펴보았다. 4장에서는 연구 결과에 대한 결론을 제시하였다.

제 2 장 모델개요 및 입력자료

2.1 모델개요

본 연구에 사용된 OGCM (Ocean Generic Circulation Model)은 미국 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)의 MOM4p1 (Modular Ocean Model version 4.1, MOM4p1)이다. MOM4p1은 원시방정식을 사용하고 정수압근사를 고려한다. 본 연구에서는 non-Boussinesq 근사를 가정하는 압력좌표계를 사용하였다.

수평 확산 기법은 Gent-McWilliams (P. R. Gent and J. C. McWilliams, 1990; S. M. Griffies, 1998) 등밀도면 혼합방법을 사용하였고, 수직 혼합 기법은 K-Profile (Large et al., 1994)방법을 사용하였으며, Simmon et al. (2004)과 Lee et al. (2002)에 의한 조석 혼합 모수화 효과를 고려하였다. Diffusivity의 배경 값은 Bryan and Lewis Coefficients를 사용하였다 (Bryan and Lewis, 1979). Bryan and Lewis Coefficients는 상층에서 $1.0 \times 10^{-5} m^2 s^{-1}$ 의 값을 가지고 수심이 깊어질수록 증가해 심층에서 $1.2 \times 10^{-4} m^2 s^{-1}$ 의 값을 가지며 시간에 따라 일정하다. 수온의 수평, 연직 이류항은 Multi-dim piecewise parabolic 방법을, 염분의 수평, 연직 이류항은 mdf1-sweby방법을 사용해 계산하였다. 운동량의 수평, 연직 이류항은 2차원 중앙 차분법을 사용하여 계산하였다.

수온과 염분의 flux는 해표면 보정 조건 없이 Large and Yeager (2004)의 Bulk 방정식에 근거하여 계산하였다. 해양으로 입력되는 단파복사는 클로로필-a의 농도에 따라 해양으로 투과되는 양이 달라지도록 설정하였으며 Sweeney et al. (2005)의 클로로필-a 월평균 기후 값을 입력자료로 사용하였다. 그 외 모델 계산에 적용된 모수화 기법 및 수치방안은 Griffies et al. (2005)의 OM3.1 실험에 기초하였다.

해빙 모델은 Elastic-Viscous-Plastic (EVP) 유동학 (Hunke and Dukowicz, 1997; Hunke, 2001)을 근거로 하는 해빙의 동역학방정식과 2개의 해빙 층과 1개의 snow층으로 구성되는 Winton (2000)의 열역학 방정식을 이용해 계산하였다. 해빙모델과 해양모델은 GFDL FMS (Flexible Modelling System)을 통해 접합된다. 모델은 경압성분과 순압성분을 구분하여 계산 시간 간격을 다르게 설정하는 mode split 방법을 사용하며 경압 성분의 계산시간간격은 7200초, 순압 성분의 계산시간간격은 90초로 주었다.



2.2 모델영역 및 입력자료

모델의 수평해상도는 위, 경도방향으로 1° 간격이나 위도방향으로는 남, 북위 30° 부터 해상도가 점차 조밀해져 적도에서 $1/3^\circ$ 해상도가 되는 가변격자체계를 사용하였다. 65°N 이북으로는 극점을 캐나다 (100°W , 65°N)와 러시아 (80°E , 65°N) 양쪽에 두는 삼극격자 (Tripolar)체계를 적용하여 북극점에서의 Singularity를 제거하였다 (Fig. 1). 연직방향으로는 50개 층으로 구성되며 표층에서 225m까지는 10m간격으로 조밀하게 구성하였고 225m보다 수심이 깊은 곳에서는 격자두께가 최대 366m까지 증가하도록 구성하였다. 모델 영역 내 최소 수심은 40m이고, 최대수심은 5500m이다. 수심자료는 ETOPO5 (Data Announcement 88MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth, NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1988)자료와 북극에서의 수심을 보정한 IBACO (Jakobssen et al., 2000)자료를 모델 해상도에 맞게 내삽하여 사용하였다. 지중해를 비롯한 일부 지역 해 (Marginal Seas)는 외해 (Ocean)와 직접적으로 연결되지 않도록 육지마스킹으로 입구를 막고 Griffies et al. (2004)의 Cross-land mixing방안을 적용해 수온, 염분, Mass 등을 외해와 교환하도록 고려하였다.

모델 계산을 위해 사용한 입력자료 중 대기강제력 자료를 제외한 나머지 자료는 GFDL에서 제공하는 OM3 CORE3 (Coordinated Ocean Reference Experiment) 해빙-해양 접합 실험의 dataset을 이용하였다. 해표면에서의 운동량 및 열, 염분 교환계산에 필요한 대기강제력 자료는 GFDL에서 제공하는 corrected CORE version 2 - Normal Year Forcing (Large and Yeager, 2008, <http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/core/COREv2.html>)자료를 사용하였다 (Table 1).

모델 초기조건 중 수온, 염분 자료는 Conkright et al., (2002)의 WOA2001 (World Ocean Atlas 2001)자료와 Steele et al., (2001)의 PHC (Polar Science Center Hydrographic Climatology)자료의 1월 값을 이용하였고, 유속을 포함한 나머지 변수는 '0'으로 설정하였다.

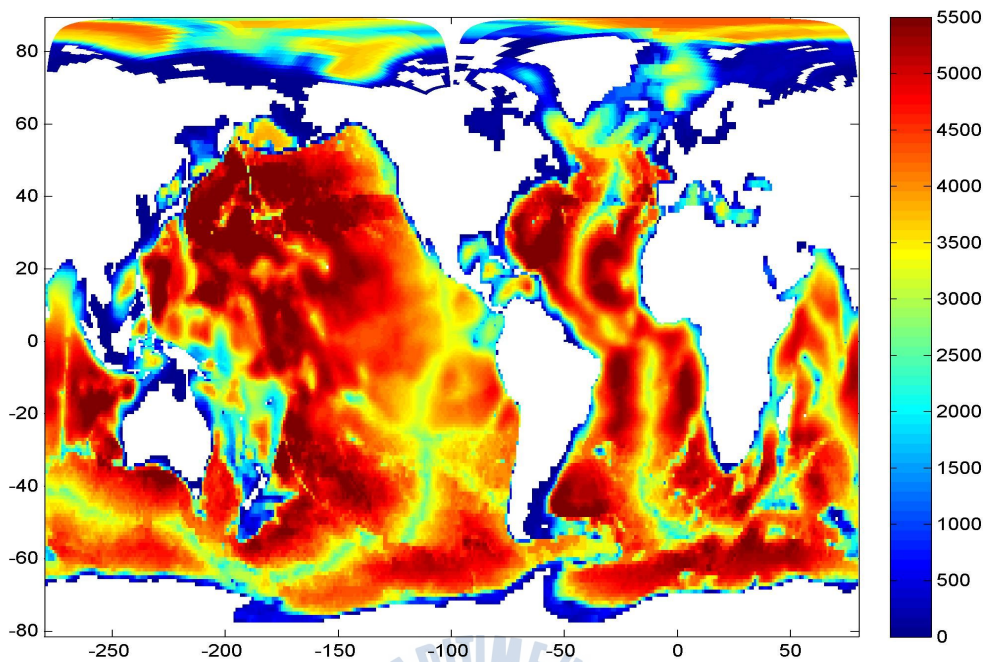


Fig. 1 모델 영역 및 수심 (m).

Table 1 CORE-NYF.v2 대기강제력 입력자료.

Field	Variable	Availability	units
10m air temperature	T_10_MOD	6 hr by 365 day	Kelvin degree
10m specific humidity	Q_10_MOD	6 hr by 365 day	kg/kg
10m zonal wind	U_10_MOD	6 hr by 365 day	m/s
10m meridional wind	V_10_MOD	6 hr by 365 day	m/s
Sea level pressure	SLP	6 hr by 365 day	Pa
Downward shortwave	SWDN_MOD	365 day	W/m^2
Downward longwave	LWDN_MOD	365 day	W/m^2
Liquid precipitation	RAIN	12 month	$kg/m^2/s$
Solid precipitation	SNOW	12 month	$kg/m^2/s$
Continental runoff	RUNOFF	year	$kg/m^2/s$

2.3 실험구성

해빙이 전구해양순환에 미치는 영향을 분석하기 위해 해빙모델을 포함하는 경우 (Case 1)를 기준실험으로 하여 해빙모델을 포함하지 않는 경우 (Case 2)의 실험 결과와 비교하였다. 본 모델에서 해양으로 입력되는 단파, 장파, 바람, 강수, 강우 등의 대기 flux는 해빙모델을 통해 입력되도록 설계되어있으므로 해빙 모델을 계산하지 않는 Case 2 실험을 위해 FMS 접합 모듈의 코드를 일부 수정하여 실험하였다.

더불어 담수의 증가가 해양에 미치는 영향을 살펴보기 위해 북극해에서 담수 증가를 고려한 실험을 수행하였다. Stouffer et al. (2006)의 실험 (1 Sv 증가)과 마찬가지로 다량의 담수 증가를 고려하기 위해 65°N 이북에서 배출되는 runoff를 기존의 양보다 10배 크게 늘려주었다 (Case 3). 65°N 이북에서 runoff의 양을 10배 늘려주었을 때 북극해로 유입되는 runoff 증가량은 0.98 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) 이다 (Fig. 2).

모델 계산은 국가슈퍼컴퓨팅센터 (KISTI)의 타키온2를 사용하여 세 경우 모두 50년간 적분하였고 마지막 10년 결과를 모델 검증 및 결과분석에 사용하였다.

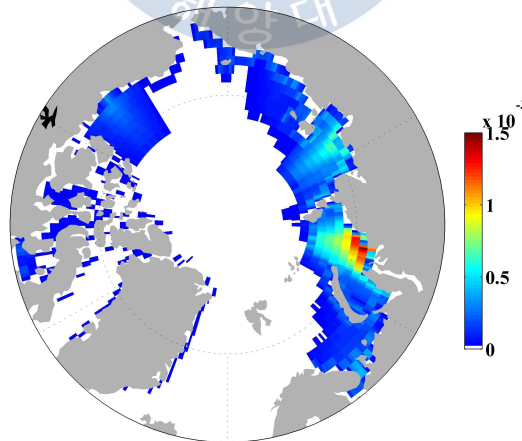


Fig. 2 runoff 증가량 (65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 값과 기존 runoff 값의 차이, 단위: $\text{kg/m}^2/\text{s}$).

제 3 장 결 과

3.1 모델 검증

모델 검증을 위해 해빙을 포함한 기준실험 (Case 1) 결과를 기후 값과 비교분석하였다. 이를 통해 수온, 염분, Atlantic MOC (Meridional Overturning Circulation), 북극해 순환, 양극해 해빙농도 및 면적 등 주요 물리적 특성을 검증하였다. 모델 결과 검증에는 WOA2009 (World Ocean Atlas 2009, http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html) 연평균 수온, 염분 자료와 1979년부터 2012년까지 월평균한 HadISST (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature, Hadley Center) 해빙농도 자료를 사용하였다.

3.1.1 수온 및 염분 분포

해표면 수온 및 염분 분포

Fig. 3은 모델 (Case 1)이 재현한 10년 평균 해표면 수온과 염분 분포를 WOA2009자료와 비교한 것이다. 먼저 모델이 재현한 해표면 수온 분포를 보면 해빙이 존재하는 남, 북위 70°이상에서 해표면 온도가 0 °C이하로 낮고 저위도 지역에서 온도가 높게 재현되는 등 위도별 수온 분포가 잘 재현된 것을 확인할 수 있다. 모델이 재현한 등수온선의 분포와 기후 값의 등수온선의 분포가 잘 일치하여 전반적으로 모델이 해표면 수온을 잘 모사한 것으로 나타났다.

다음으로 모델이 재현한 해표면 염분 분포를 보면 북대서양 심층수가 생성되는 라브라도 해와 노르웨이 해 그리고 그린란드 해의 염분은 기후 값보다 낮게 재현되었고 동시베리아 해와 보퍼트 해에서의 염분은 기후 값보다 높게 재현되는 등 북반구 고위도 지역에서 기후 값과 다소 차이를 보였다. 북반구 고위도

를 제외한 나머지 지역에서는 해표면 염분 값이 비교적 관측과 잘 일치하는 것으로 나타났다.

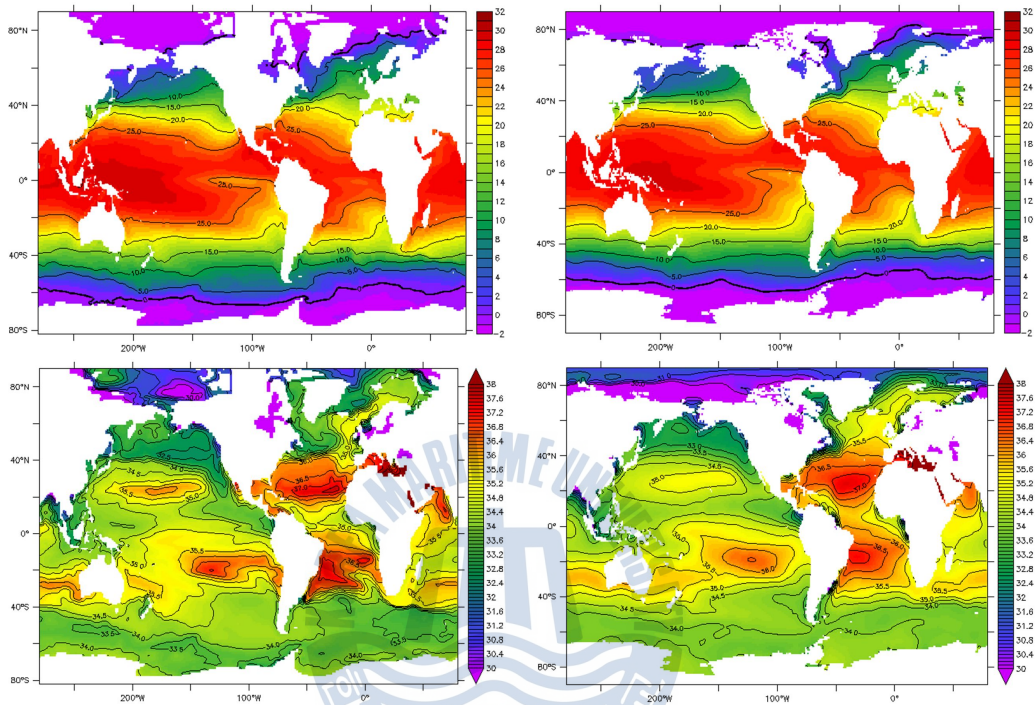


Fig. 3 모델이 재현한 10년 평균 해표면 수온 (왼쪽 위) 및 염분 (왼쪽 아래) 분포와 WOA2009 연평균자료의 수온 (오른쪽 위) 및 염분 (오른쪽 아래) 분포.

3.1.2 해양 순환

대서양 남북 대류 순환

Fig. 4는 10년 평균 남북방향의 유속 성분으로 구한 모델 (Case 1)의 Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)과 Carl Wunsch (2002)의 AMOC 모식도를 비교한 것이다. 대서양을 제외한 지역의 유속 성분은 '0'으로 두어 계산에 포함하지 않았다. 양의 값은 시계방향 순환을 의미하고 음의 값은 반시계 방향 순환을 의미하며 단위는 Sverdurp (Sv)이다.

모델에 의해 재현된 AMOC의 최대유량은 12 Sv으로 관측 (15 Sv)보다 다소 작게 계산되었으나 수심 3000 dbar를 경계로 상층에는 시계방향의 순환, 하층에는 반시계방향의 순환이 존재하는 등 전체적인 AMOC의 패턴은 모식도와 잘 일치하는 것으로 나타났다. 그러나 수심 3000 dbar 이하의 심층순환을 모의하기에는 모델 적분 시간 (50년)이 비교적 짧기 때문에 수심 3000 dbar 이하의 반시계방향 순환은 모델 초기조건의 결과로 사료된다.

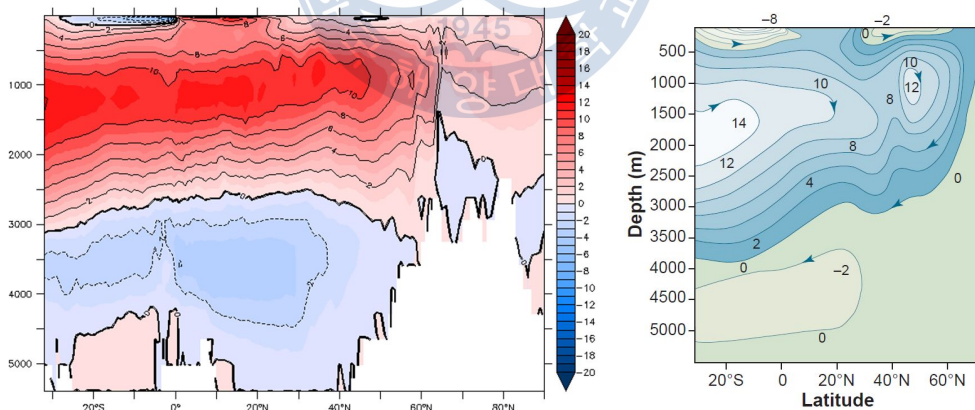


Fig. 4 모델 (Case 1)이 재현한 10년 평균 AMOC (왼쪽)와 Carl Wunsch (2002)의 AMOC 모식도 (오른쪽).

북극해 상층 및 중층 순환

북극해의 순환은 시계방향의 상층순환과 반시계방향의 하층순환으로 크게 구분된다. 상층순환은 바람에 의해 시계방향으로 흐르는 보퍼트 자이어 (Beaufort Gyre)와 베링 해에서부터 프람해협 (Fram Strait)으로 흐르는 트랜스폴라 스트림 (Transpolar drift stream)으로 구성된다. 수심 200~900m 사이의 중층에서는 고온, 고염의 북대서양수가 북극해 분지 내부로 반시계방향으로 순환한다.

Fig. 5는 모델이 재현한 10년 평균 3월과 9월의 북극해 55 dbar와 390 dbar 수심에서의 순환을 Polyakov et al. (2012)의 북극해 상층 및 중층순환 모식도와 비교한 것이다. 상층의 경우 시계방향의 보퍼트 자이어와 북극해를 관통하는 흐름(Transpolar drift stream)이 모식도와 비슷하게 재현되었고 중층의 경우 노르웨이 연안과 프람 해협을 통해 북대서양수가 북극해로 들어와 분지내부를 반시계방향으로 순환하는 것이 기존의 관측과 잘 일치하는 것으로 나타났다.

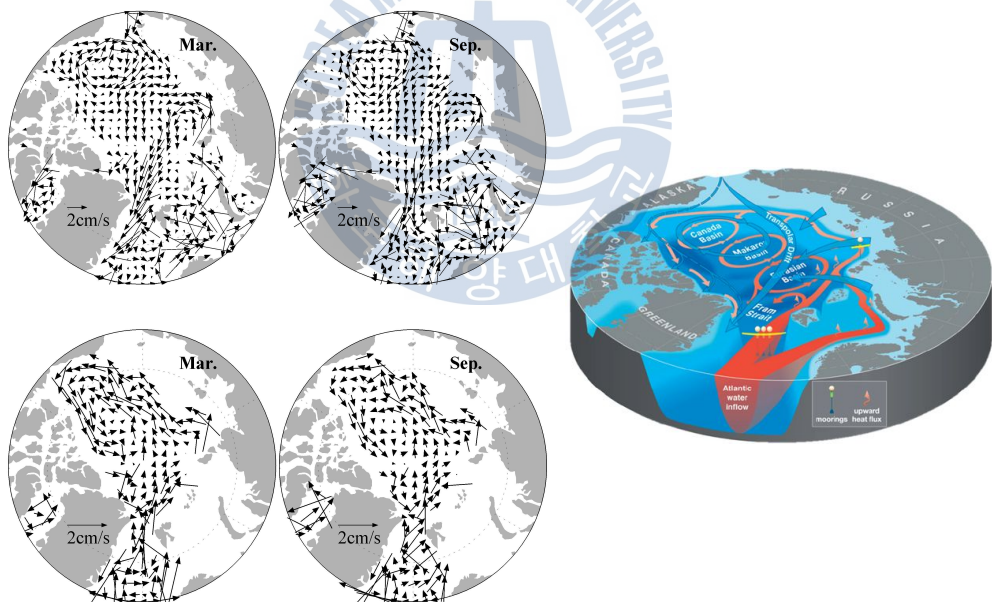


Fig. 5 모델 (Case 1)이 모사한 10년 평균 3월과 9월의 북극해 상층 (왼쪽 위, 55 dbar) 및 중층 (왼쪽 아래, 390 dbar) 순환과 북극해 상층 (파란색 화살표) 및 중층 (빨간색 화살표) 순환 모식도 (Polyakov et al., 2012, 오른쪽).

3.1.3 빙해역 해빙 분포

Fig. 6은 모델 (Case 1)이 재현한 10년 평균 3월과 9월의 해빙농도분포를 HadISST 월평균 자료와 비교한 것이다. 북극의 경우 (Fig. 6, 위) 3월에는 모델이 모사한 해빙농도 분포가 관측과 잘 일치하나 9월에는 모델이 관측에 비해 해빙농도를 작게 모사하는 것을 확인할 수 있다. 9월의 경우 북극점을 중심으로 카라 해와 바렌트 해로 이어지는 해역에서 모델이 관측보다 해빙농도를 약 0.4정도 낮게 모사하였다.

남극의 경우 (Fig. 6, 아래) 모델이 3월은 관측보다 적게 9월은 관측보다 많이 해빙농도를 재현했다. 3월의 경우 모델이 관측보다 웨델 해와 로스 해 모두 해빙농도를 낮게 모사하였다. 관측의 경우 남극 주변을 따라 해빙농도가 최대 0.5 정도 존재하지만 모델결과에서는 웨델 해와 로스 해를 제외하고는 해빙이 모두 녹은 것을 확인 할 수 있다. 이는 본 모델에서 남극대륙주변을 따라 존재하는 빙산을 고려하지 않아 여름철에 특히 관측과 큰 차이를 나타내는 것으로 사료된다. 따라서 향후 실험에서 빙산을 해빙모델에 포함한다면 남극지역에서 좀 더 개선된 해빙농도 결과를 얻을 수 있을 것으로 기대된다.

좀 더 정량적인 비교를 위해 해빙농도가 15%이상인 해역의 면적을 계산하여 동일 기간의 관측 값과 비교하였다 (Fig. 7). 북극과 남극 모두 겨울철에 해빙면적이 최대가 되고 여름철에 최소가 되는 월 변동은 관측과 잘 일치하였으나 여름철에 관측보다 해빙 면적이 작게 계산되고 남극의 겨울철 해빙면적이 관측보다 많이 계산되는 등 모델이 양극 빙해역의 해빙 면적을 정확하게 재현하지는 못했다.

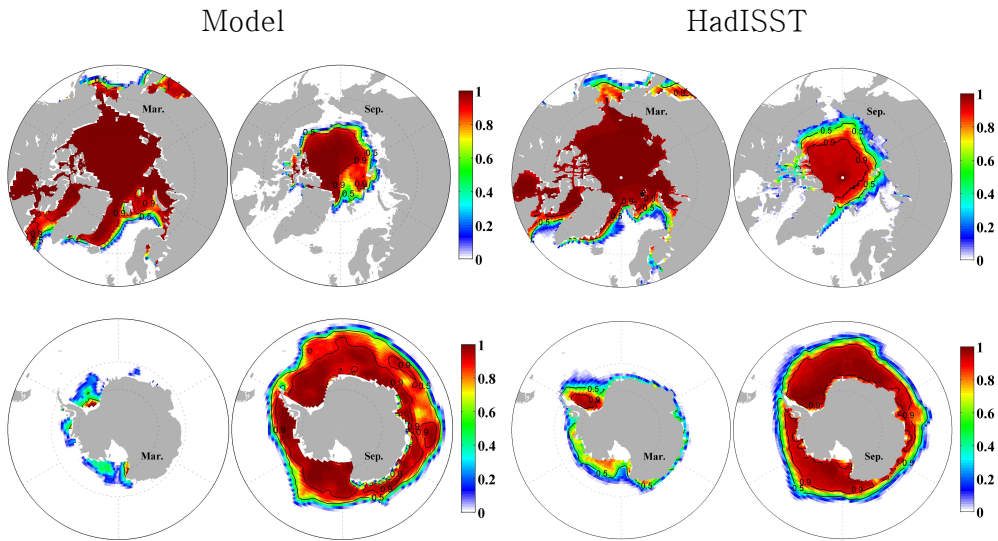


Fig. 6 모델 (Case 1)이 모사한 10년 평균 3월과 9월의 해빙농도 분포와 HadISST 해빙농도 분포 (위: 북극, 아래: 남극).

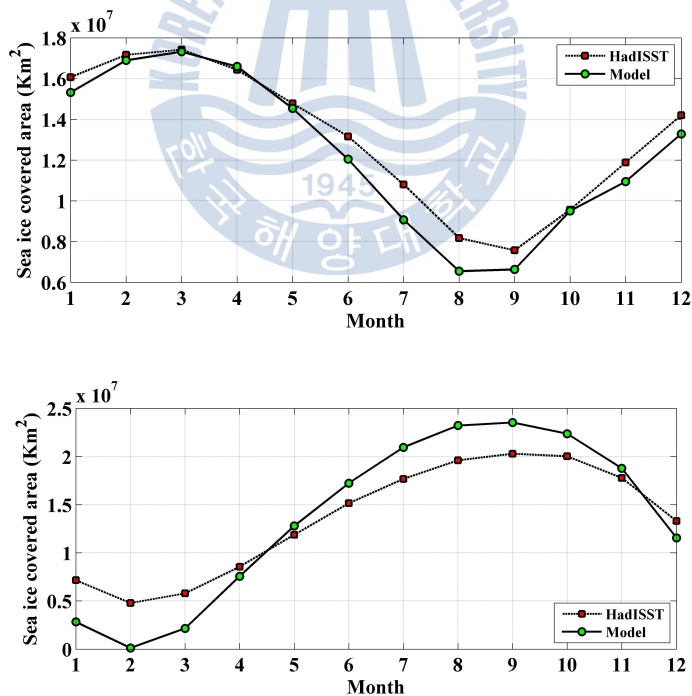


Fig. 7 해빙농도자료로 계산한 모델과 HadISST의 월별 해빙 면적 변동 (위: 북극, 아래: 남극).

3.2 전 지구 해양순환 및 해빙에 미치는 해빙의 효과

해빙이 전 지구 해양 순환 및 해빙에 미치는 효과를 분석하기 위해 해빙을 포함하는 실험 (Case 1)결과와 포함하지 않는 실험 (Case 2)결과를 비교했다. 이를 통해 해빙이 해표면 열속, 혼합층 깊이, 수온, 염분, Atlantic MOC (Meridional Overturning Circulation), 북극해 순환 등에 미치는 영향을 분석하였다.

3.2.1 해표면 열속과 혼합층 깊이의 관계

Fig. 8은 해빙을 포함한 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2) 모델이 재현한 10년 평균 해표면 순 열속 (Net surface heat flux)과 차이 (Case1 - Case 2)를 나타낸 것이다. 해표면 순 열속은 해양이 흡수하는 단파열속 (Shortwave radiation flux)과 해표면에서 복사되어 대기로 방출되는 장파열속 (Longwave radiation flux), 열전도에 의한 현열속 (Sensible heat flux), 증발에 의한 잠열속 (Latent heat flux)의 합으로 계산하였다. 양의 값은 대기에서 해양으로 열이 전달되는 것을 의미하고 음의 값은 해양에서 대기로 열이 전달되는 것을 의미한다.

Fig. 8을 보면 남반구와 북반구의 고위도 지역에서 해빙을 포함하지 않은 경우 해양에서 대기로 많은 열이 방출된 것을 확인할 수 있다. 특히 북반구에서 많은 열이 대기로 방출되었는데 북극해 대부분 지역과 북대서양 심층수가 생성되는 라브라도 해역에서 약 300 W/m^2 의 열이 대기로 방출되었으며 그린란드 북부해역에서 최대 420 W/m^2 의 열이 대기로 방출되었다. 반면 남반구와 북반구의 중위도와 저위도에서는 두 경우의 해표면 순 열속의 차이가 30 W/m^2 보다 작은 것을 확인할 수 있다.

Fig. 8을 통해 해빙을 포함하지 않은 경우 남반구와 북반구 고위도 해역에서 대기로 많은 열을 잃는 것을 확인할 수 있었다. 겨울철 북극의 대기온도는 최대 영하 30°C 까지 떨어지는데 만약 해양과 대기사이에서 직접적인 열 교환을 막아주는 해빙이 사라지게 되면 해양이 차가운 대기로 많은 양의 열을 잃게 된

다. 따라서 해빙은 해양에서 대기로 열이 직접 전달되는 것을 막아주는 단열재 역할을 한다. 해양이 대기로 많은 양의 열을 잃게 되면 표층 해수가 점차 차가워지고 밀도가 증가해 수직적인 대류 (Deep Convection)가 일어난다. 수직적인 대류를 통해 표층의 물과 하층의 물이 연직으로 혼합되고 그 깊이는 수 백 m에서 수 천 m까지 이른다.

Fig. 9는 해빙을 포함한 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2)의 북대서양과 남극 웨델 해에서의 10년 평균 혼합층 깊이 (Mixed layer depth)를 나타낸 것이다. 혼합층 깊이는 표층으로부터의 부력차가 0.0003 m/s^2 를 넘는 수심으로 정의하였다. (Griffies, 2009). 앞서 해표면 순 열속을 통해 살펴본 대로 해빙을 포함하지 않았을 때 해양에서 대기로 많은 양의 열이 빠져나가 북대서양과 웨델 해 모두 해빙을 포함한 경우보다 혼합층의 최대 깊이가 더 증가했고 혼합층의 깊이가 1000 m 이상인 지역의 면적도 더 넓어진 것을 확인할 수 있다.



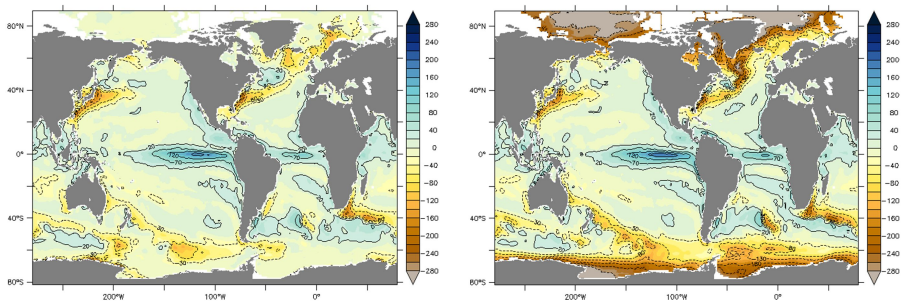


Fig. 8 해빙을 포함한 경우 (Case 1, 왼쪽)와 포함하지 않은 경우 (Case 2, 오른쪽) 모델이 재현한 10년 평균 해표면 순 열속 (W/m^2).

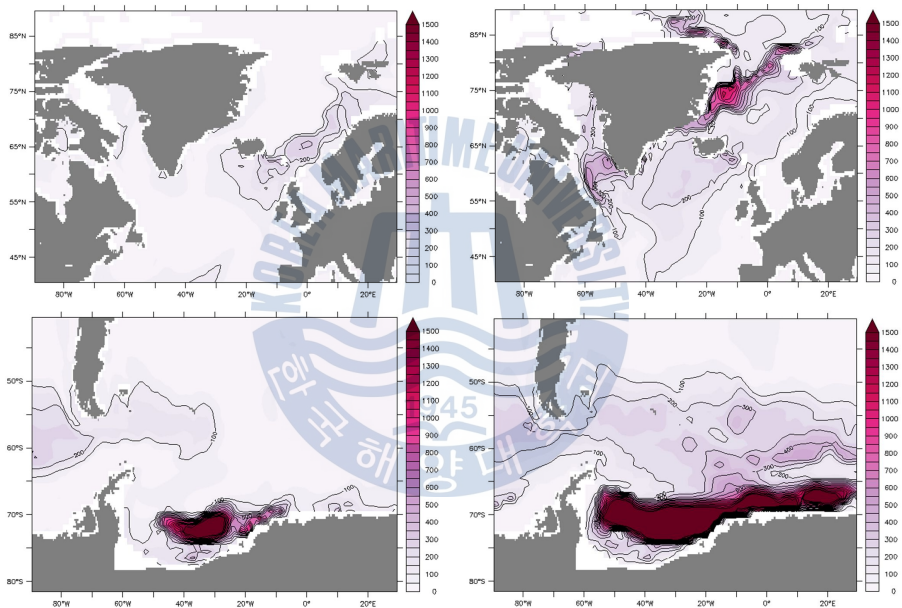


Fig. 9 해빙을 포함한 경우 (Case 1, 왼쪽)와 포함하지 않은 경우 (Case 2, 오른쪽)의 북대서양 (위)과 남극 웨델 해 (아래)에서의 10년 평균 혼합층 깊이 (m).

3.2.2 수온 및 염분 분포

해표면 수온 및 염분

Fig. 10은 해빙을 포함한 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2) 모델이 재현한 10년 평균 해표면 수온과 염분 차이이다 (Case 1 - Case 2). 먼저 해표면 수온 차이를 살펴보면 주로 남, 북위 50°이상 고위도 지역에서 두 경우의 차이가 크게 나타났고 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)에 수온이 더 높게 재현된 것을 확인할 수 있다. 이는 해빙을 포함하지 않는 경우에 여름철 해표면이 받는 단파복사에너지가 증가하여 해빙을 포함한 경우보다 수온이 약 5℃ 정도 높게 재현되었기 때문이다. 겨울철에는 해빙을 포함하지 않은 경우에 해양에서 대기로 많은 열을 빼앗기지만 모델에서 수온이 어느점 이하로는 낮아지지 않도록 설정해 두었기 때문에 여름철보다 두 경우의 해표면 수온차이가 크지 않은 것으로 나타났다. 특히 라브라도 해와 그린란드 남쪽 해역에서의 수온차이는 다른 지역보다 비교적 크게 나타났는데 이는 여름철 온도 상승에 따른 효과 외에 북대서양 해류의 방향 변화에 기인한 것으로 두 경우의 수온 및 해류 분포 차이를 부록 A에 상세히 기술하였다.

다음으로 해표면 염분차이를 살펴보면 해빙을 포함하지 않은 경우 남, 북위 40°이상에서 해표면 염분이 더 높게 재현되었다. 수온의 경우와 마찬가지로 남반구보다 북반구에서 염분의 차이는 더 크게 나타났고 북극해와 북대서양에서 최대 4 psu 높게 재현되었다. 특히 해빙을 포함하지 않은 경우 북극해에서 염분 차이가 크게 나타났는데 이는 수직적 대류에 의한 연직 혼합 때문으로 사료된다. 북극해의 상층 200 m까지는 담수의 유입과 강수의 영향으로 염분이 34.5 psu보다 낮은 물이 존재하고 수심 200 m이하로는 고염의 북대서양수가 유입되어 염분이 34.5 psu보다 높은 물이 존재한다. 남극해도 마찬가지로 상층에는 해빙 녹은 물과 강수의 영향으로 염분이 낮은 물이 하층에는 북대서양 심층수에서 기인한 비교적 염분이 높은 물이 존재한다. 만약 해빙이 사라지게 되면 수직적 대류에 의해 상층과 하층의 물이 섞이게 되어 상층의 염분이 높아지게 된다. 한편 50°W, 35°S 남미대륙 연안부근에서도 두 경우의 염분차이가 다른

지역보다 두드러지게 나타났다. 이는 두 가지 경우의 실험이 모사한 남대서양의 수괴분포 및 해양순환 차이에 기인한 것으로 부록 A에 두 경우의 차이를 상세히 기술하였다.

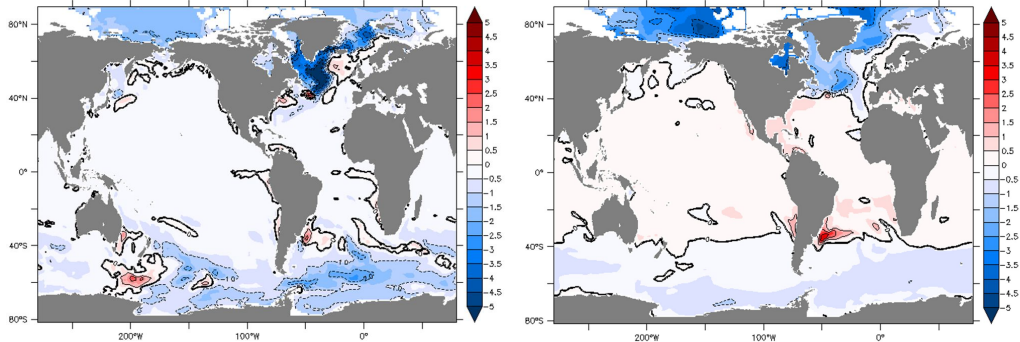


Fig. 10 해빙을 포함한 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2)의 10년 평균 해표면 수온 (왼쪽), 염분 (오른쪽) 차이 (Case 1 - Case2).

북극해 수온 및 염분 수직 분포

해빙을 포함하는 경우와 포함하지 않은 경우 북극해 내부의 연직 수온, 염분 구조와 대서양수가 북극해로 유입되는 패턴의 차이를 확인하기 위해 동시베리아 연안에서 북대서양까지 연결하는 단면에서의 10년 평균 수온, 염분 분포를 수심 1000 dbar까지 확대하여 살펴보았다 (Fig. 11).

먼저 수온 구조를 살펴보면 해빙을 포함하는 경우 표층에서 수심 약 200 dbar 까지는 1 °C 미만의 저온의 해수가 존재하고 수심 200 dbar 이하 중층에서는 온도가 3 °C보다 높은 고온의 북대서양수가 북극해 내부로 유입되는 것이 잘 나타났다. 반면 해빙을 포함하지 않는 경우에는 온도가 3 °C보다 높은 고온의 물이 북극해 내부로 유입되는 것이 나타나지 않았고 북극해 내부에서 -1 °C보다 낮은 온도의 물이 연직으로 일정하게 분포하는 것을 확인할 수 있다.

다음으로 염분 구조를 보면 해빙을 포함하는 경우에는 상층의 저염수와 중층의 고염수가 뚜렷하게 구분되어 전형적인 북극해의 염분 수직 분포를 보여주었다. 반면 해빙을 포함하지 않는 경우에는 활발한 연직혼합으로 인해 동시베리

아 연안을 제외한 북극해 내부에서 염분이 34 psu보다 높은 물이 거의 일정하게 존재하는 것을 확인할 수 있다. 북극과 같이 온도가 낮은 지역에서는 염분이 밀도구조에 큰 영향을 미치므로 밀도분포 역시 염분분포와 비슷하게 재현되어 상하층 연직구배가 작아진 것으로 나타났다.

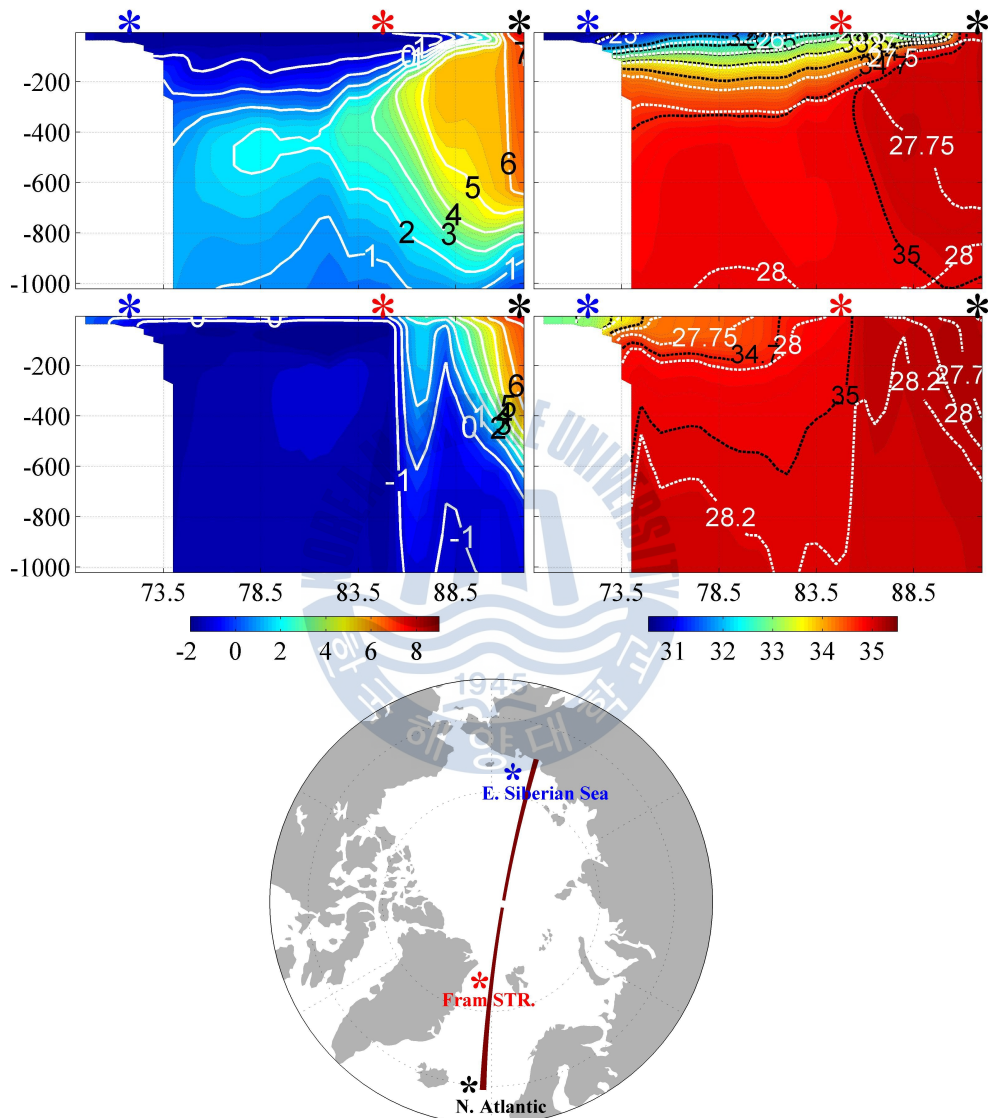


Fig. 11 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 위)와 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간) 모델이 모사한 동시베리아 해에서부터 북대서양까지 연결하는 단면 (아래)에서의 10년 평균 수온 (왼쪽), 염분 (오른쪽) 분포. 가로축은 위도, 세로축은 수심 (dbar)을 나타낸다.

3.2.3 해양 순환

북극해 순환

Fig. 12는 해빙을 포함한 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2) 모델이 재현한 10년 평균 북극해 상층 (55 dbar) 및 중층 (390 dbar) 순환이다. 먼저 상층 순환을 살펴보면 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2) 해빙을 포함한 경우 (Case 1)에 비해 보퍼트 자이어를 비롯한 상층 순환이 전반적으로 더 강하게 재현된 것을 확인할 수 있다. 이는 해빙을 포함하지 않은 경우 해표면을 덮고 있던 해빙이 사라지면서 바람의 응력이 해양에 직접적인 영향을 주어 나타난 결과로 사료된다. 보퍼트 해에서 시계방향순환을 하는 보퍼트 자이어는 해빙을 포함한 경우와 비슷하게 재현되었으나 보퍼트 자이어의 위치는 해빙을 포함한 경우에 비해 캐나다 연안에 더 가깝게 형성되었다. 북극해를 관통하는 흐름 (Transpolar drift stream) 역시 해빙을 포함한 경우와 비슷하게 재현되었다.

다음으로 중층 순환을 살펴보면 해빙을 포함하는 경우에는 북대서양수가 북극해 내부로 유입되어 반시계방향의 순환이 잘 나타난 반면 해빙을 포함하지 않는 경우에는 상층과 마찬가지로 시계방향의 순환과 북극해를 관통하는 흐름이 나타났으며 흐름의 세기도 해빙을 포함한 경우보다 더 크게 계산된 것으로 나타났다. 이는 해빙을 포함하지 않은 경우 연직 혼합이 활발해지면서 상하층의 구분이 사라지고 바람의 응력이 해양이 직접 작용하여 강하고 두꺼워진 상층 순환이 중층까지 영향을 주었기 때문으로 사료된다. 프람 해협에서의 흐름은 두 경우 반대로 나타났는데 해빙을 포함한 경우에는 프람 해협을 통해 북대서양수가 북극해 내부로 유입되는 흐름이 잘 나타난 반면 해빙을 포함하지 않은 경우에는 북극해에서 북대서양 쪽으로 빠져나가는 흐름이 우세하게 나타났다.

Case 1 (ICE)

Case 2 (NOICE)

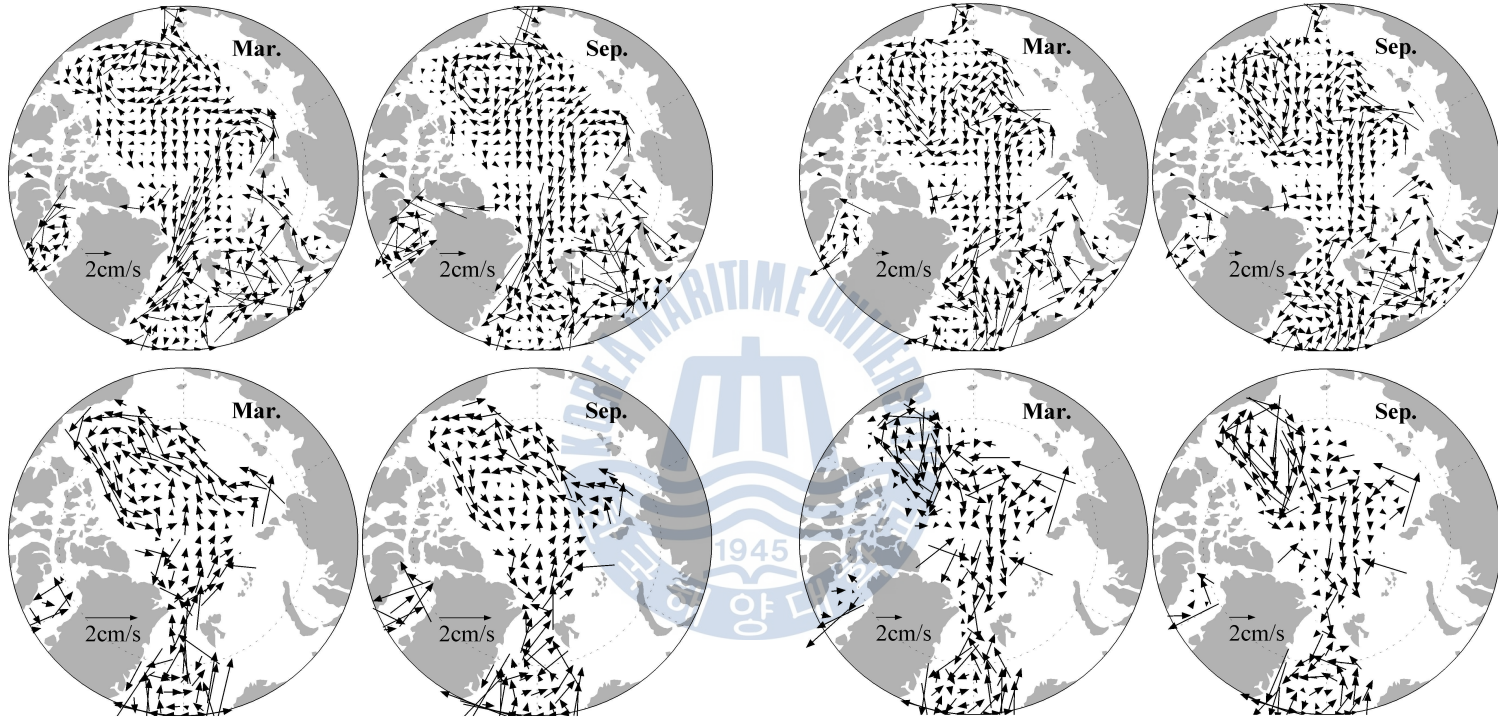


Fig. 12 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽)와 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 오른쪽) 모델이 묘사한 10년 평균 3월과 9월의 북극해 상층 (위: 55 dbar) 및 중층 (아래: 390 dbar) 순환 (Case 1 기준벡터 크기는 Case 2 기준벡터 크기의 두 배이다).

대서양 남북 대류 순환

Fig. 13은 해빙을 포함하는 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2) 모델이 모사한 10년 평균 AMOC을 비교한 것이다. 해빙을 포함하지 않은 경우 모델이 재현한 AMOC의 최대유량은 약 40 Sv으로 해빙을 포함한 모델 (12 Sv)보다 28 Sv 증가하였다.

해빙을 포함한 모델이 재현한 AMOC을 살펴보면 수심 3000 dbar를 경계로 상층에는 시계방향의 순환, 하층에는 반시계방향의 순환이 존재하였으나 해빙을 포함하지 않은 경우에는 연속으로 전 층에 걸쳐 강한 시계방향의 순환이 존재하고 반시계방향의 순환은 나타나지 않는 것을 확인할 수 있다.

해빙을 포함하지 않은 경우 해빙을 포함하는 경우보다 해양에서 대기로 많은 열을 잃게 되고 수직적 대류에 의한 심층수 생성이 증가되어 결과적으로 해빙을 포함하는 경우보다 북대서양 심층수 생성이 증가했고 이에 따라 대서양 남북 대류 순환이 강하게 재현된 것으로 사료된다.

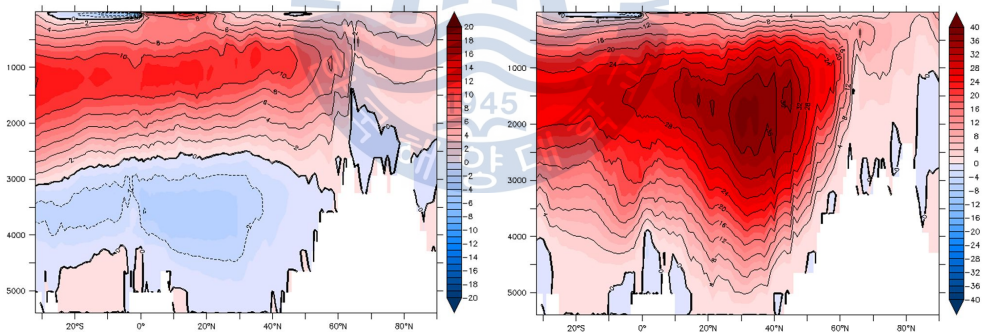


Fig. 13 해빙을 포함하는 모델 (Case 1)이 재현한 10년 평균 AMOC (왼쪽)과 해빙을 포함하지 않는 모델 (Case 2)이 재현한 10년 평균 AMOC (오른쪽).

3.3 북극해 내부 담수 유입 증가에 따른 해양의 반응

북극 지역의 해빙이 녹아 다량의 담수가 북극해 및 북대서양으로 유입되는 경우를 가정하여 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려주는 민감도 실험을 수행하였다 (Case 3). 담수의 유입에 따른 해양의 반응을 살펴보기 위해 해빙을 포함하지 않은 실험 (Case 2) 결과와 비교하였다. 이를 통해 담수의 유입이 해표면 수온 및 염분, 북극해 순환, 혼합층 깊이, Atlantic MOC (Meridional Overturning Circulation) 등에 미치는 영향을 분석하였다.

3.3.1 수온 및 염분 분포

해표면 수온 및 염분

Fig. 14는 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 모델이 재현한 10년 평균 해표면 수온 및 염분 차이를 나타낸 것이다 (Case2 - Case3). 우선 해표면 염분 차이를 먼저 살펴보면 runoff를 늘려준 경우 0.98 Sv에 해당하는 다량의 담수가 북극해 내부로 유입됨으로 인해 북극해 내부의 해표면 염분이 크게 낮아졌고 그 차이는 러시아 연안에서 최대 20 psu 로 나타났다. 이 저염수는 북대서양으로 유입되어 적도 부근의 남아메리카와 아프리카 연안까지 영향을 주었고 베링 해협을 통해 북태평양에도 일부 영향을 주는 것으로 나타났다.

다음으로 해표면 수온 차이를 살펴보면 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 라브라도 해를 비롯한 그린란드 남쪽 해역에서 해표면 수온이 최대 7 °C 까지 낮게 재현된 것으로 나타났다. 다른 지역보다 이들 북대서양 심층수 생성 지역에서 해표면 수온 차이가 크게 나타난 원인을 살펴보기 위해 35°N부터 55°N 까지 45°W 단면에서의 수온분포를 수심 1000 dbar 까지 살펴보았다 (부록 A). 그 결과 runoff를 10배 늘려준 경우 온도가 3 °C보다 낮은 물이 45°N 이북 수심 200 dbar 이상 상층에 존재하는 것을 확인할 수 있었다. 이 저온의 물은 북극해로부터 유입된 저염수로 온도가 3 °C보다 낮음에도 불구하고 염분이 낮아

가라앉지 못하고 상층에 떠서 존재한다. 이 저온, 저염의 물이 북대서양 심층수 생성지역의 상층에 존재함으로 인해 ‘Cold halocline’이 형성되고 심층수 생성을 억제한다.

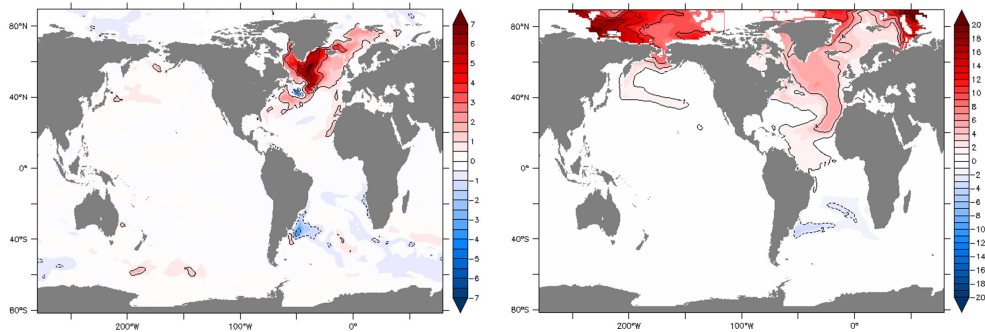


Fig. 14 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 모델이 모사한 해표면 수온 (좌) 및 염분 (우) 차이 (Case2 - Case 3).

북극해 수온 및 염분 수직 분포

해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 북극해 내부의 연직 수온, 염분 구조와 대서양수가 북극해로 유입되는 패턴의 차이를 확인하기 위해 동시베리아 연안에서 북대서양까지 연결하는 단면 (Fig. 11)에서의 10년 평균 수온, 염분 분포를 살펴보았다 (Fig. 15).

먼저 수온 구조를 살펴보면 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)에 비해 수심 200 dbar에서 1000 dbar까지 온도가 3 °C보다 높은 물이 존재해 고온의 북대서양수가 북극해 내부로 유입되는 것이 뚜렷하게 나타났다.

다음으로 염분 구조를 살펴보면 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 동시베리아 해와 북극해 내부 수심 200 dbar 이상 상층에서 염분이 30 psu 보다 낮은 저염수가 존재했고 수심 300 dbar 이하 중층에서는 염분이 34 psu보다 높은 물이 존재해 단면을 따른 연직 염분 분포가 상층의 저온, 저염수와 중층의 고온,

고염수로 뚜렷하게 구분되었다.

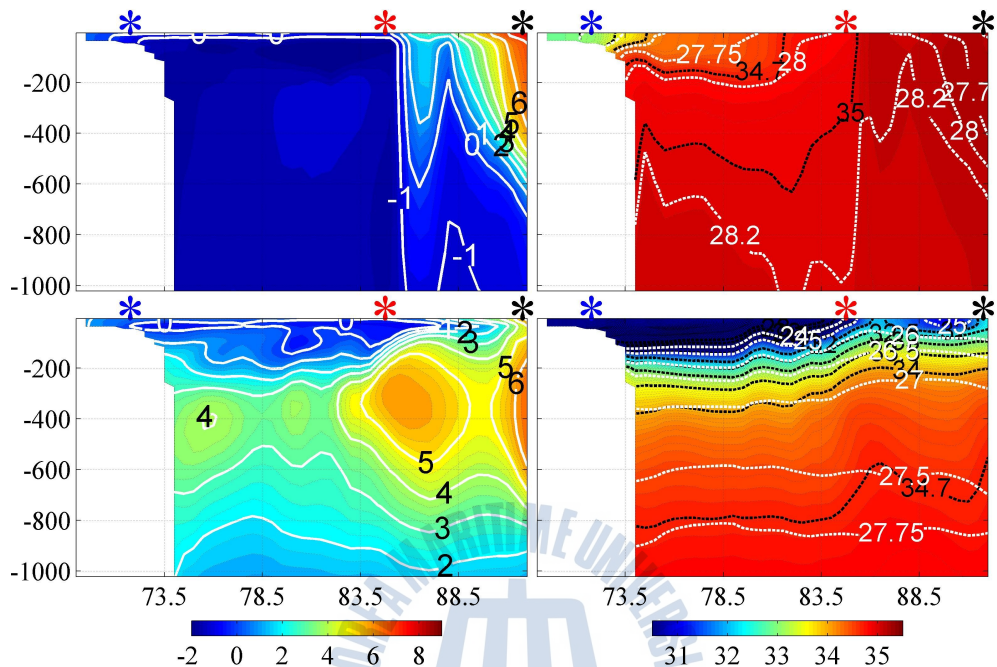


Fig. 15 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 위), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 아래) 모델이 모사한 동시베리아 해에서부터 북대서양까지 연결하는 단면에서의 10년 평균 수온 (왼쪽), 염분 (오른쪽) 분포.

3.3.2 해양 순환

북극해 순환

Fig. 16은 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 모델이 재현한 10년 평균 북극해 상층 및 중층 순환을 나타낸 것이다.

먼저 상층 순환을 살펴보면 runoff를 10배 늘려준 경우 해빙을 포함하지 않은 경우에 비해 북극해를 관통하는 흐름 (Transpolar drift stream)과 동 그린란드 해류가 강하게 재현된 것을 확인할 수 있다.

다음으로 중층 순환을 살펴보면 해빙을 포함하지 않은 경우에는 북대서양수가 프람해협을 통해 북극해 내부로 유입되지 못하고 그로인해 북극해 내부에 상층과 마찬가지로 시계방향의 순환이 존재하지만 runoff를 10배 늘려준 경우에는 앞서 북극해 내부 수온 및 염분 연직분포에서 살펴본 바와 같이 상층과 하층의 구분이 뚜렷하게 이루어져 북대서양수가 북극해 내부로 유입되어 반시계 방향의 순환을 하는 것이 잘 나타났다. 이를 통해 해빙의 존재와 그로 인해 발생하는 연직혼합의 정도 그리고 저염수 분포에 따른 성층화 정도는 북극해 내부의 상층과 중층 순환의 방향 및 세기를 결정하는 요인으로 중요하게 작용하는 것을 알 수 있다.

Case 2 (NOICE)

Case 3 (X10)

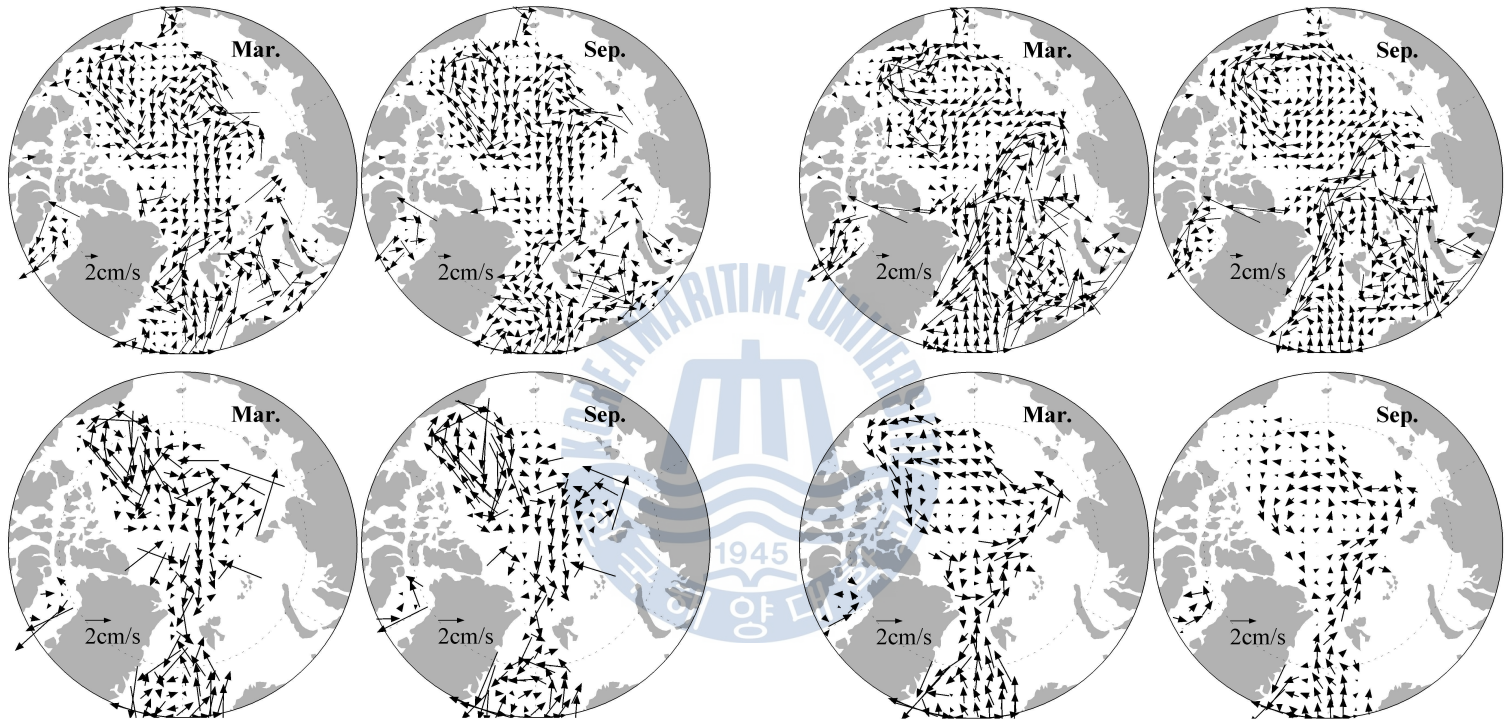


Fig. 16 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 왼쪽)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 모사한 10년 평균 3월과 9월의 북극해 상층 (위: 55 dbar) 및 중층 (아래: 390 dbar) 순환.

대서양 남북 대류 순환

담수 유입 증가에 따른 AMOC의 반응을 살펴보기 위해 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)와 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3) 모델이 재현한 10년 평균 AMOC를 살펴보았다 (Fig. 17).

그림을 보면 해빙을 포함하지 않은 경우에는 심층수 생성이 활발하게 이루어져 AMOC의 최대유량이 40 Sv으로 나타났고 전층에 걸쳐 시계방향의 순환이 우세하게 나타난 것을 확인할 수 있으나 runoff를 10배 늘려준 경우에는 심층수 생성이 중단되고 전 층에 걸쳐 반 시계방향의 순환이 우세하게 나타났다.

더불어 모델 적분시간에 따른 AMOC의 변화를 살펴보기 위해 40°N 부근에서 시계방향 AMOC의 최대유량을 나타내는 AMOC 지수 (AMOC index)를 구해 두 경우의 값을 서로 비교해 보았다 (Fig. 18). 그림을 보면 모델 적분시간 5년까지는 두 경우의 AMOC 지수가 비슷하게 변화하지만 5년을 기점으로 해빙을 포함하지 않는 경우에는 값이 점차 증가하다가 약 30년 이후로 꾸준히 40 Sv의 값을 유지하는 것으로 나타났다. 반면 runoff를 10배 늘려준 경우에는 5년 이후로 값이 꾸준히 감소해 약 30년을 전후해서는 AMOC의 최대유량이 5 Sv 이하로 떨어져 열염순환이 완전히 중단된 것을 확인할 수 있다. 이는 runoff를 10배 늘려준 경우 북대서양 지역으로 다량의 담수가 유입되어 상층의 염분이 크게 낮아지고 성층이 강하게 발달해 심층수 생성을 억제하였기 때문인 것으로 사료된다.

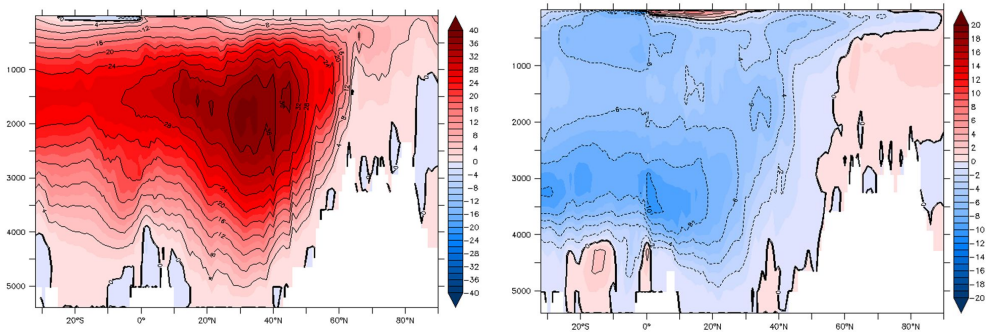


Fig. 17 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 왼쪽)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 10년 평균 AMOC.

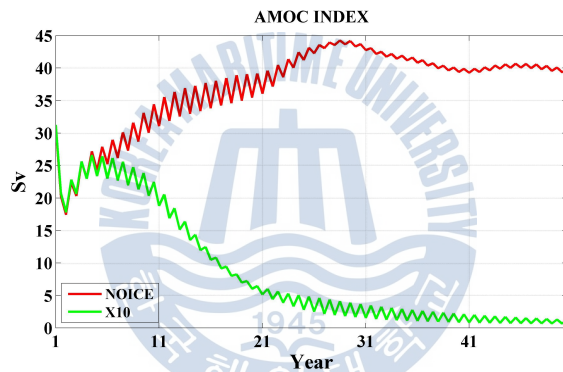


Fig. 18 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2, 붉은 선)와 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 푸른 선)의 모델 적분시간에 따른 AMOC 지수 (40°N 부근 시계방향 AMOC의 최대유량) 변화.

제 4 장 결 론

본 연구에서는 해빙-해양 접합 모형을 이용하여 미래 해빙감소에 따른 해양 순환의 변화를 두 가지로 구분하여 살펴보았다. 먼저 해빙이 전구 해양순환에 미치는 영향을 살펴보았고 다음으로 다량의 담수유입에 따른 해양의 반응을 살펴보았다. 이를 통해 해빙과 담수의 유입이 해양에 미치는 효과를 각각 구분해서 살펴보았다.

해빙을 포함하는 모델 (Case 1)이 모사한 해표면 수온, 염분 및 태평양과 대서양에서의 염분 수직 분포를 WOA2009 기후 값과 비교해본 결과 수온의 경우 모델 결과와 기후 값이 비교적 잘 일치하는 것을 확인할 수 있었으나 염분의 경우 모델이 모사한 해표면 염분이 일부 지역에서 기후 값과 다소 차이를 보였다. 모델이 모사한 AMOC의 최대 유량은 12 Sv으로 현 세기 기후 값 (15-20 Sv)보다 다소 작게 계산되었으나 AMOC의 순환패턴은 기후 값과 비슷하게 재현되었다. 모델이 모사한 빙해역 해빙면적은 여름철 최소가 되고 겨울철 최대가 되는 계절변동을 잘 재현했지만 여름철 해빙은 관측보다 많이 녹았고 겨울철 남극에서는 관측보다 해빙이 많이 생성되는 등 관측과 비교하여 모델이 해빙면적을 정확히 재현하지는 못했다. 북극해 상층의 시계방향 순환과 북극해를 관통하는 흐름 (Transpolar drift stream)을 모델이 잘 모사하였고 중층의 반시계방향 순환이 잘 재현되었다.

해빙을 포함하지 않는 모델 (Case 2)의 경우 고위도 지역에서 해양이 대기로 많은 열을 잃었다. 결과적으로 해표면 수온이 낮아져 수직적 대류현상이 발달하여 연직혼합이 활발하게 이루어졌다. 이는 북대서양 심층수 생성을 증가시켜 대서양 남북 대류순환의 세기를 강화시키는 결과를 초래했다. 또한 해빙이 사라지면서 바람 응력이 해표면에 직접 작용하여 북극해 상층 순환의 세기가 강해지고 중층에까지 영향을 주었다.

담수유입에 따른 해양의 반응을 살펴보기 위해 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 실험 (Case 3)의 경우 다량의 담수가 북극해와 북대서양 및 북태평양으로 유입되어 해빙을 포함하지 않은 경우에 비해 북극해 및 북대서양의 상층 염분이 낮게 모사되었다. 이는 해양 내 성층을 강화시켜 심층수 생성을 억제하고 열염순환을 중단시키는 결과를 초래했다. 북극해 내부에서는 담수의 유입으로 인한 표층의 저온, 저염수와 북대서양에서 유입된 중층의 고온, 고염수의 존재가 뚜렷하게 구분되었다. AMOC의 경우 적분 시간 30년 이후부터는 최대유량이 5 Sv이하로 유지되어 적분 말기에는 심층수 생성이 중단된 것을 확인할 수 있었다.

일반적으로 해빙이 감소하면 담수 유입이 증가해 열염순환이 약화되는 것으로 알려져 있으나 본 연구를 통해 해빙이 사라지면 오히려 단열효과가 사라져 열염순환이 강화되는 효과도 존재하는 것을 확인하였다. 또한 해빙을 포함하지 않은 경우 북극해를 비롯한 전반적인 해양 상층순환의 세기가 강화되어 해빙의 ‘단모멘텀효과’도 존재하는 것을 확인했다. 더불어 북극해 내부에서는 할로클라인이 제거되고 형성됨에 따라 순환 패턴이 바뀌는 것도 확인했다. 이를 통해 북극해 내부의 저염수의 존재 및 연직혼합의 정도가 북극해 순환 패턴을 좌우하는 중요한 요인임을 확인할 수 있었다.

앞으로의 연구에서 runoff 증가량을 다르게 주어 담수 유입 증가량에 따른 해양순환의 반응을 정량적으로 분석하고 적분 기간을 100 년 이상으로 늘려 장기간 해양 변화를 분석한다면 해빙과 담수유입 증가에 따른 해양의 반응을 좀 더 명확히 제시할 수 있을 것으로 판단된다.

참고문헌

- Bryan, K. and Lewis, L. J., 1979, A water mass model of the world ocean, *Journal of Geophysical Research*, 84, 2503–2517.
- Carl Wunsch, 2002, What is the Thermohaline circulation?, *Science*, 298, 1179–1181.
- Clarke, G. K. C., D. W. Leverington, J. T. Teller, and A. S. Dyke, 2003, Superlakes, megafloods, and abrupt climate change, *Science*, 301, 922–923.
- Conkright, M. E., Anotonov, J., Baranova, O., Boyer, T., Garcia, H., Gelfeld, F., Johnson, D., Locarnini, R., Murphy, P., O' Brien, T., Smolyar, I., Stephens, C., 2002, World Ocean Database 2001, vol. 1, vol2, NOAA Atlas NESDIS 42 [CD-ROM], edited by S. Levitus, 167 pp., U.S. Govt. Print. Off., Washington, D.C.
- Dixon, K. W., T. Delworth, M. Spelman, and R. J. Stouffer, 1999, The influence of transient surface fluxes on North Atlantic overturning in a coupled GCM climate change experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2749–2752.
- Gent, P. R. and McWilliams, J. C., 1990, Isopycnal mixing in ocean circulation models, *Journal of Physical Oceanography*, 20, 150–155.
- Griffies, S. M., 1998, The Gent–McWilliams skew–flux, *Journal of Physical Oceanography*, 28, 831–841.
- Griffies, S. M., 2004, Fundamentals of Ocean Climate Models, Princeton Univ, Press, USA, 496 pp.
- Griffies, S. M., Gnanadesikan, A., Dixon, K. W., Dunne, J. P., Gerdes, R.,

- Harrison, M. J., Rosati, A. Russell, J. L., Samuels, B. L., Spelman, M. J., Winton, M. and Zhang, R., 2005, Formulation of an ocean model for global climate simulations, *Ocean Science*, Vol. 1, 45–79.
- Griffies, S. M., 2009, Elements of mom4p1. GFDL Ocean Group Technical Report No. 6, NOAA/GFDL.
- Hu, A., Meehl, G. A., Han, W. and Yin, J., Effect of the potential melting of the Greenland ice sheet on the meridional overturning circulation and global climate in the future, *Deep-sea Research II*, Vol. 58, 1914–1926.
- Hunke, E.C., 2001, Viscous–plastic sea ice dynamics with the evp model: linearization issues, *Journal of Computational Physics*, 170, pp.18–38.
- Hunke, E.C., & Dukowicz, J.K., 1997, An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics, *Journal of Physical Oceanography*, 27, pp.1849–1868.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007, The Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, ed Solomon S, et al. (Cambridge Univ. Press, Cambridge UK).
- Jahn, A. and Holland, M., 2013, Implications of Arctic sea ice changes for North Atlantic deep convection and the meridional overturning circulation in CCSM4–CMIP5 simulations, *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 1206–1211.
- Jakobssen, M., Chervis, N., Woodward, J., Macnab, R., Coakley, B., 2000, New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers, EOS Trans, *AM. Geophys. Union*, 81, 89, 93, 96
- Jungclaus, J. H., Haak, H., Esch, M., Roeckner, E., and Marotzke, J., 2006, Will Greenland melting halt the thermohaline circulation?, *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L17708.
- Large, W. and Yeager, S., 2004, Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea–ice models: the data sets and flux climatologies, NCAR Technical

Note: NCAR/TN-460+STR, CGD Division of the National Center for Atmospheric Research.

Large, W. G., McWilliams, J. C., and Doney, S. C., 1994, Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Reviews of Geophysics*, 32, 363-403.

Lee, H. C., A. Rosati, M. J. Spelman, 2006, Barotropic tidal mixing effects in a coupled climate model: Oceanic conditions in the Northern Atlantic, *Ocean Modelling*, Vol. 11, pp. 464-477.

Levitus, S., T.P. Boyer, M.E. Conkright, T. O'Brien, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathoplos, D. Johnson, R. Gelfeld, 1998, World Ocean Database 1998, Vol. 1: Introduction, NOAA Atlas NESDIS 18, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 346pp.

Lohmann, G. and Gerdes, R., 1998, Sea ice effects on the sensitivity of the thermohaline circulation in simplified atmosphere-ocean-sea ice models. *J. Climate*, 11, 2789-2803.

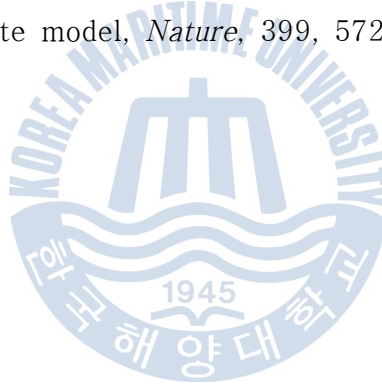
Polyakov, I., Pnyushkov, A., Timokhov, L., 2012, Warming of the intermediate Atlantic water of the Arctic ocean in the 2000s, *Journal of Climate*, Vol. 25, pp. 8362 - 8370.

Simmons, H. L., Jayne, S. R., St.Laurent, L. C., and Weaver, A. J., 2004, Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation, *Ocean Modelling*, 6, 245-263

Steele, M., Morfley, R., Ermold, W., 2001. PHC: A global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean, *Journal of Climate*, 14, 2079-2087.

Stouffer and Coauthors, 2006, Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Changes, *Journal of Climate*, 19, 1365-1387.

- Sweeney, C., Gnanadesikan, A., Griffies, S. M., Harrison, M. J., Rosati, A. J. and Samuels B. L., 2005, Impacts of shortwave penetration depth on large-scale ocean circulation and heat transport, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 35, 1103–1119.
- Swingedouw, D., Braconnot, P. and Marti, O., 2006, Sensitivity of the Atlantic meridional overturning circulation to the melting from northern glaciers in climate change experiments, *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L07711.
- Winton, M., 2000, A reformulated three-layer sea ice model, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 17, pp. 525 to 531.
- Wood, R. A., A. B. Keen, J. F. B. Mitchell, and J. M. Gregory, 1999, Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO₂ forcing in a climate model, *Nature*, 399, 572–575.



부록 A

해빙과 담수유입 증가에 따른 대서양의 반응

본 장에서는 해빙과 담수유입 증가에 따른 대서양의 반응을 지역별로 구분하여 살펴보았다. 구분한 지역은 남극해 및 남대서양, 적도 해역, 라브라도 해를 포함한 북대서양 일부지역이며 Fig. A-1에 그림의 번호와 함께 표시하였다. 해빙을 포함한 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3)의 수온, 염분, 밀도, 유속 분포, 물의 나이 등을 비교하였고 이를 통해 해빙과 담수유입의 증가에 따른 대서양 지역별 반응을 살펴보았다.

1. 남극주변해 및 남대서양

Fig. A-2는 세 경우의 모델이 모사한 수온, 염분, 밀도 (σ_θ)를 대서양 60.5°W부터 19.5°E까지 수평 평균하여 나타낸 것이다. 우선 해빙이 남극해 및 남대서양에 미치는 영향을 살펴보기 위해 해빙을 포함한 경우 (Case 1)와 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)를 비교해보았다. 먼저 60°S 이남의 0 °C와 -1 °C 등수온선의 분포를 비교해보면 해빙을 포함하지 않은 경우 0 °C보다 낮은 물이 연직으로 일정하게 분포해 남극에서의 심층수 생성이 증가한 것을 확인할 수 있다. 60°S부터 40°S까지의 염분은 해빙을 포함한 경우보다 해빙을 포함하지 않은 경우에 더 높게 재현되었고 밀도의 연직 구배 역시 더욱 작게 모의되었다. 이는 해빙을 포함하지 않은 경우 해양에서 대기로 많은 열이 빠져나가고 그로인해 상하층 연직혼합이 활발하게 이루어져 나타난 결과로 사료되며 해빙을 포함하지 않으면서 여름철 해빙 녹은 물이 재현되지 않은 것 또한 60°S부터 40°S사이 상층의 염분을 증가시킨 원인 중의 하나로 사료된다.

다음으로 40°S 이북지역에서의 10 °C, 15 °C 등수온선과 35, 36 psu 등염분선을 보면 해빙을 포함한 경우보다 해빙을 포함하지 않은 경우 등치선이 더 높은 수심에 존재하는 것을 확인할 수 있다. 즉 해빙을 포함하지 않은 경우에

40°S 이북의 대서양 내부 수온과 염분이 더 낮게 모의되었다. 이는 해빙을 포함하지 않는 경우 남극주변해로부터 등밀도면을 따라 40°S 이북 대서양 내부로 더 저온, 저염의 물이 섭입 되었기 때문으로 사료된다.

Fig. A-2는 9.5°W부터 12.5°E까지 29°S단면에서의 수온, 염분 그리고 단면을 가로지르는 유속 분포를 나타낸 것이다. 먼저 유속 분포를 보면 해빙을 포함한 경우에 비해 해빙을 포함하지 않은 경우에 북향하는 유속성분이 더 증가한 것을 확인할 수 있다. 이 북향하는 유속성분을 따라 남극주변해에서 남대서양 내부로 유입되는 저염수의 수송량을 정량적으로 파악하기 위해 염분이 34.5 psu보다 낮은 물의 수송량을 구해 비교해보았다. 해빙을 포함한 경우에는 1.7 Sv, 해빙을 포함하지 않은 경우에는 2.3 Sv으로 해빙을 포함하지 않은 경우에 염분이 34.5 psu보다 낮은 물이 대서양 내부로 더 많이 유입된 것을 확인할 수 있다. 10 °C, 15 °C 등수온선의 분포역시 해빙을 포함한 경우보다 해빙을 포함하지 않은 경우에 더 높은 수심에 위치해 북쪽으로 유입되는 물의 수온 역시 전반적으로 더 낮게 모의되었다. 결과적으로 해빙을 포함하지 않은 경우에 더 낮은 온도와 염분의 물이 대서양 내부로 섭입되면서 40°S 이북, 수심 200 dbar 이상에 존재하는 수온이 15 °C보다 높고 염분이 35.5 psu보다 높은 아열대 모드수 (South Atlantic Subtropical Mode Water)의 수온과 염분도 낮아져 남대서양에서 아열대 모드수의 영역이 축소되었다.

Fig. A-4는 남대서양 (60°W-25°E, 50°S-20°S) 수심 45 dbar에서의 수평 수온, 염분, 밀도 분포를 나타낸 것이다. 먼저 염분 분포를 살펴보면 해빙을 포함한 경우에는 36 psu 등염분선이 35°S 부근 남미 연안까지 존재해 35°S를 경계로 북쪽의 고온, 고염수와 남쪽의 저온, 저염수의 경계를 형성하지만 해빙을 포함하지 않은 경우에는 36 psu 등염분선이 30°S 부근에 머물러 고온, 고염수의 경계가 해빙을 포함한 경우보다 약 5°가량 북쪽으로 이동한 것으로 나타났다. 35°S 부근의 남미 연안은 우루과이와 아르헨티나의 경계로 Rio de la Plata 강과 대서양이 접하는 깔대기 모양의 하구역이다. 이 지역을 통해 연평균 22,000 m³/s의 담수가 대서양으로 배출된다. 해빙을 포함하지 않은 경우 고온, 고염수의 경계가 보다 북쪽 (약 30°S부근)으로 이동하였고 40°S 이남 지역에서는 활발한 연직혼합과 해빙 녹은 물이 재현되지 않음으로 인해 상층 염분이

증가하였다. 따라서 하구역을 통해 배출되는 저염의 물 (< 34 psu)은 35°S 를 경계로 남, 북의 비교적 염분이 높은 물 (> 34 psu)들 사이에 존재하게 된다. 이는 앞서 Fig. 10에서 살펴본 해빙을 포함한 경우와 포함하지 않은 경우 50°W , 35°S 부근에 뚜렷하게 존재하는 해표면 염분차이의 원인으로 사료된다.

다음으로 담수유입 증가에 따른 남극해 및 남대서양의 반응을 살펴보기 위해 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)의 실험결과와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3)의 실험결과를 비교했다. Fig. A-2의 적도이북 수심 200 dbar 이상의 염분 분포를 살펴보면 담수유입을 증가시킨 경우 약 1 psu의 염분이 감소한 것으로 나타났다. 반면 적도 이남의 염분은 해빙을 포함하지 않은 경우보다 1 psu 정도 높게 재현되었다. 담수유입을 증가시킨 경우 적도 이남의 남극주변해와 남대서양의 수온, 염분 모두 해빙을 포함하지 않은 경우보다 높게 재현되어 남극주변해에서 염분이 34.5 psu보다 낮은 물이 남대서양으로 유입되지 않았다 (Fig. A-3).

2. 적도역

Fig. A-5는 모델이 모사한 적도역 ($80^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{W}$, $18^{\circ}\text{S}-18^{\circ}\text{N}$)에서의 수온, 염분, 밀도 (σ_{θ}) 및 유속 분포이다. 우선 해빙을 포함하는 경우 (Case 1)와 포함하지 않는 경우 (Case 2)를 비교해보면 10°N 이남의 수온과 염분이 해빙을 포함하지 않는 경우에 더 낮게 모의된 것을 확인할 수 있다. 10°N 이남에 존재하는 저온, 저염수는 남극해와 남대서양으로부터 유입된 것으로 사료되며 이 저온, 저염수로 인해 적도역에서 두 경우의 밀도구조가 차이를 보였다. 특히 60°W , 5°N 부근의 남아메리카 연안에서 두 경우의 수평 밀도분포가 큰 차이를 보였는데 해빙을 포함한 경우에는 $\sigma_{\theta}=26.0$ 등밀도선의 분포가 북대서양에서 남아메리카연안을 따라 남대서양으로 이어지지만 해빙을 포함하지 않는 경우에는 $\sigma_{\theta}=26.0$ 등밀도선이 단절된 형태를 나타냈다. 두 경우의 유속 분포 역시 60°W , 5°N 남아메리카 연안에서 가장 뚜렷한 차이를 나타낸다. 해빙을 포함하는 경우에는 연안을 따라 북에서 남으로 향하는 흐름이 존재하지만 해빙을 포함하지 않는 경우에는 남에서 북으로 흐르는 흐름이 존재해 두 경우의 방향

이 완전히 반대로 나타났다. 이러한 순환 방향의 차이는 밀도 분포의 차이 때문으로 사료되며 결과적으로 해빙을 포함하지 않은 경우 남대서양으로부터 유입된 저온, 저염수가 남아메리카 연안을 따라 적도 이북 북아메리카까지 영향을 주는 것을 확인할 수 있다.

다음으로 담수유입 증가에 따른 적도역의 반응을 살펴보기 위해 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3)의 모델 결과를 비교해보았다. 우선 염분 분포를 살펴보면 runoff를 10배 늘려준 경우 북극해로부터 유입되는 다량의 담수로 인해 10°N 이북 지역의 염분이 약 1 psu 정도 낮아진 것을 확인할 수 있다. 그러나 10°N 이남의 염분은 해빙을 포함하지 않은 경우에 비해 증가한 것을 확인할 수 있었다. 결과적으로 밀도구조와 유속 분포도 두 경우가 뚜렷한 차이를 보였다.

3. 북대서양

Fig. A-6은 모델이 모사한 북대서양 (80°W-20°W, 35°N-65°N) 수심 45 dbar에서의 수온, 염분, 밀도 (σ_θ) 및 유속 분포를 나타낸 것이다. 우선 해빙을 포함하는 경우 (Case 1)와 포함하지 않은 경우 (Case 2)의 유속분포를 비교해보면 해빙을 포함하는 경우에는 걸프스트림에서 기원해 20°W 부근까지 동향하는 북대서양해류 (North Atlantic current)와 라브라도 해류 (Labrador current) 그리고 서 그린란드 해류 (West Greenland current)가 잘 나타나 전반적으로 북대서양 아한대 순환 (North Atlantic Subpolar Gyre)이 잘 재현된 것을 확인할 수 있다. 반면 해빙을 포함하지 않는 경우에는 걸프스트림에서 기원한 북대서양 해류가 20°W 부근까지 동향하지 않고 40°W 부근에서 사행하며 북향하는 형태로 나타났다. 이는 해빙을 포함하지 않는 경우 라브라도 해와 그린란드 남쪽 해역에서 심층수 생성이 활발해짐에 따라 염분 구조와 함께 이 지역의 밀도구조가 변화하였기 때문으로 사료된다. 수심 45 dbar에서의 두 경우의 수온, 염분 분포 (Fig. A-6)를 비교해보면 해빙을 포함한 경우에는 10 °C 등온선과 34 psu 등염분선의 분포가 북대서양해류의 진행경로와 일치하여

20°W 부근까지 존재하지만 해빙을 포함하지 않은 경우에는 10 °C 등온선이 40°W 부근에서 남북방향으로 분포해 북대서양 해류의 진행경로에 따라 수온분포도 바뀐 것을 확인할 수 있다. 50°N 이북의 염분분포 역시 해빙을 포함한 경우에 비해 높게 재현되었다.

Fig. A-7은 북대서양 위도 35°N부터 55°N까지 경도 45.5°W 단면에서의 수온, 염분, 밀도, 물의 나이 분포를 나타낸 것이다. 물의 나이는 모델 적분 마지막 시간의 값을 나타낸 것이고 추적자가 해표면에 노출된 후 침강한 시점부터 시간에 따라 값이 증가한다. 먼저 단면에서의 수온, 염분 분포를 비교해보면 해빙을 포함하는 경우에 비해 포함하지 않는 경우에 45°N 이북의 염분, 밀도의 연직구배가 작아졌고 $\sigma_\theta=27.0$ 밀도면이 48.5°N부근에서 해표면에 노출되는 등 전반적인 밀도구조가 위로 오목한 형태로 나타나 심층수 생성이 증가한 것을 확인할 수 있다. 물의 나이 역시 48.5°N부근에서 10살보다 어린 물이 표층부터 수심 1000 dbar까지 연직으로 일정하게 분포해 심층수 생성이 활발하게 이루어진 것을 뚜렷하게 보여준다.

다음으로 담수유입 증가에 따른 북대서양의 반응을 살펴보기 위해 해빙을 포함하지 않은 경우 (Case 2)와 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3)의 모델 결과를 비교해보았다. Fig. A-6의 수평 염분 분포를 보면 담수유입을 10배 늘려준 경우 수심 45 dbar에서의 염분이 약 5 psu 정도 낮아진 것을 확인할 수 있다. 북극해로부터 약 1 Sv의 담수가 북대서양으로 유입됨에 따라 라브라도 해류는 그랜드뱅크스 (Grand Banks)를 지나 북미대륙 연안을 따라 40°N까지 내려왔다. 다량의 저염수가 북극해로부터 유입됨으로 인해 걸프스트림도 40°N보다 북쪽으로 올라오지 못해 저위도의 고온, 고염의 해수가 40°N 이북으로 전달되지 않았다.

Fig. A-7의 단면구조를 살펴보면 해빙을 포함하지 않은 경우에는 심층수 생성이 활발하게 이루어져 45°N 이북에서의 성층이 약해진 것을 보였지만 담수유입을 10배 늘려준 경우에는 온도가 3 °C보다 낮고 염분이 32 psu보다 작은 물이 45°N 이북, 수심 200 dbar보다 상층에 존재하는 등 연직으로 성층이 강화된 것을 확인할 수 있다. 이 저온, 저염수는 북극해로부터 유입된 것으로 온도가 3 °C보다 낮음에도 불구하고 염분이 낮아 가라앉지 못하고 상층에 떠서

존재한다. 이 저온, 저염수가 이 지역에 ‘Cold halocline’을 형성하고 성층을 강화시켜 북대서양 심층수 생성을 약화시킨 주된 원인이 된 것으로 사료된다.

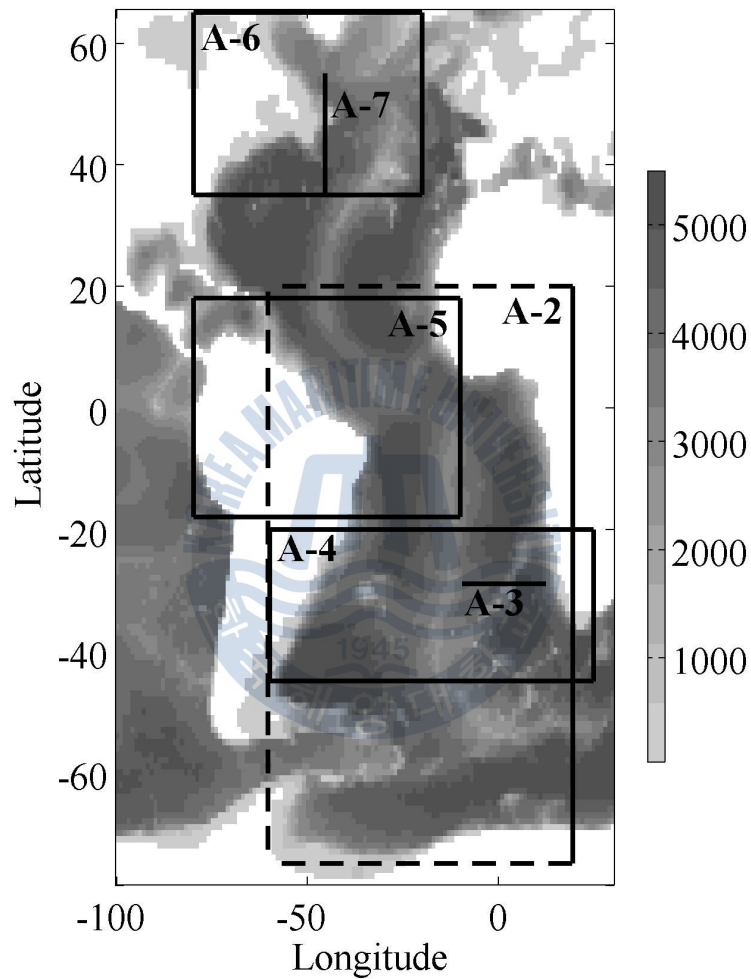


Fig. A-1 대서양 수심 (m)과 지역별로 구분한 영역 및 단면 (부록에 삽입된 그림의 번호와 함께 표시).

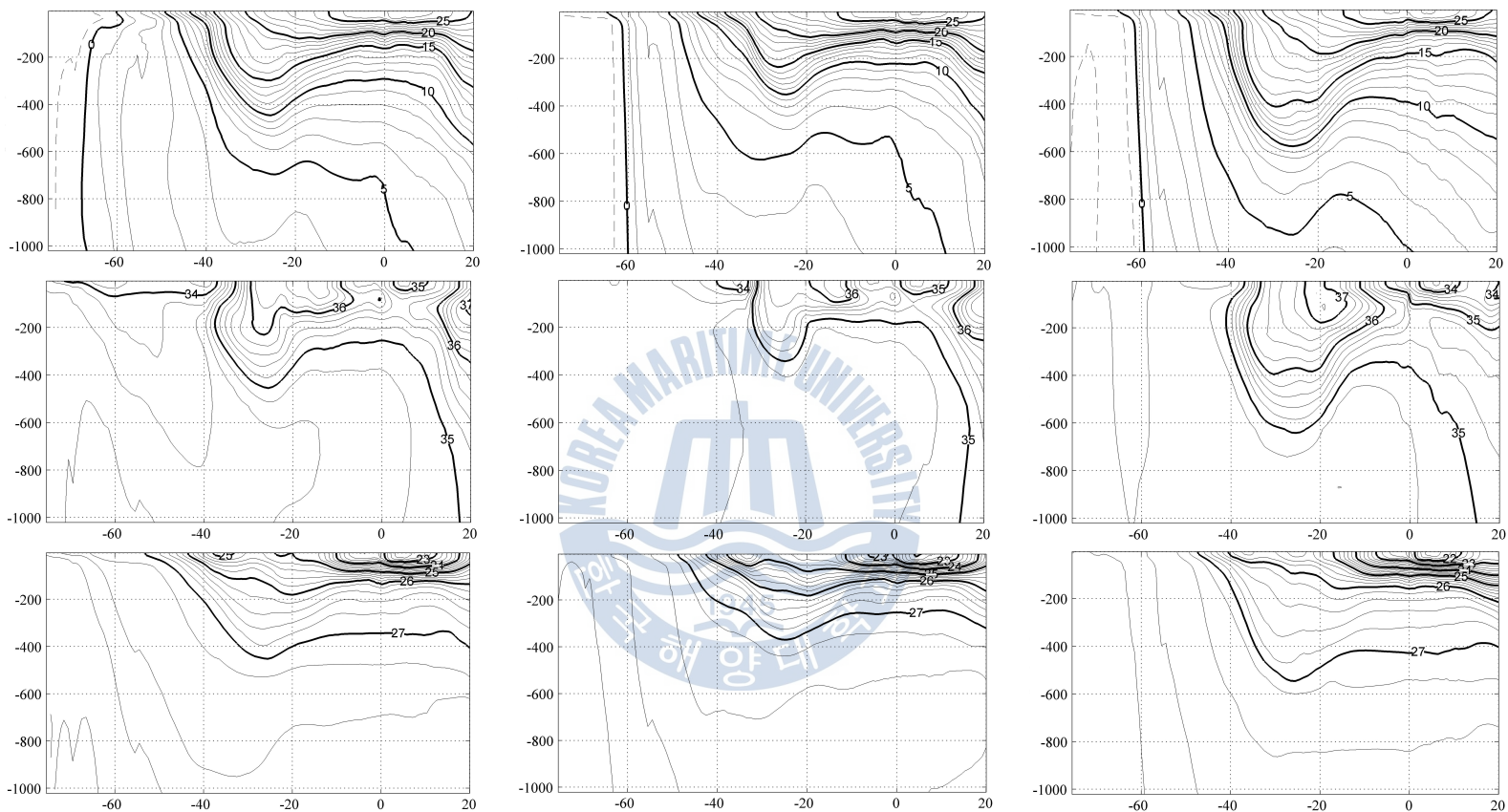


Fig. A-2 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 각 모델이 모사한 대서양 60.5°W부터 19.5°E까지 수평 평균 수온 (위), 염분 (중간), 밀도 (σ_θ , 아래) 분포. 가로축은 위도, 세로축은 수심 (dbar)을 나타낸다.

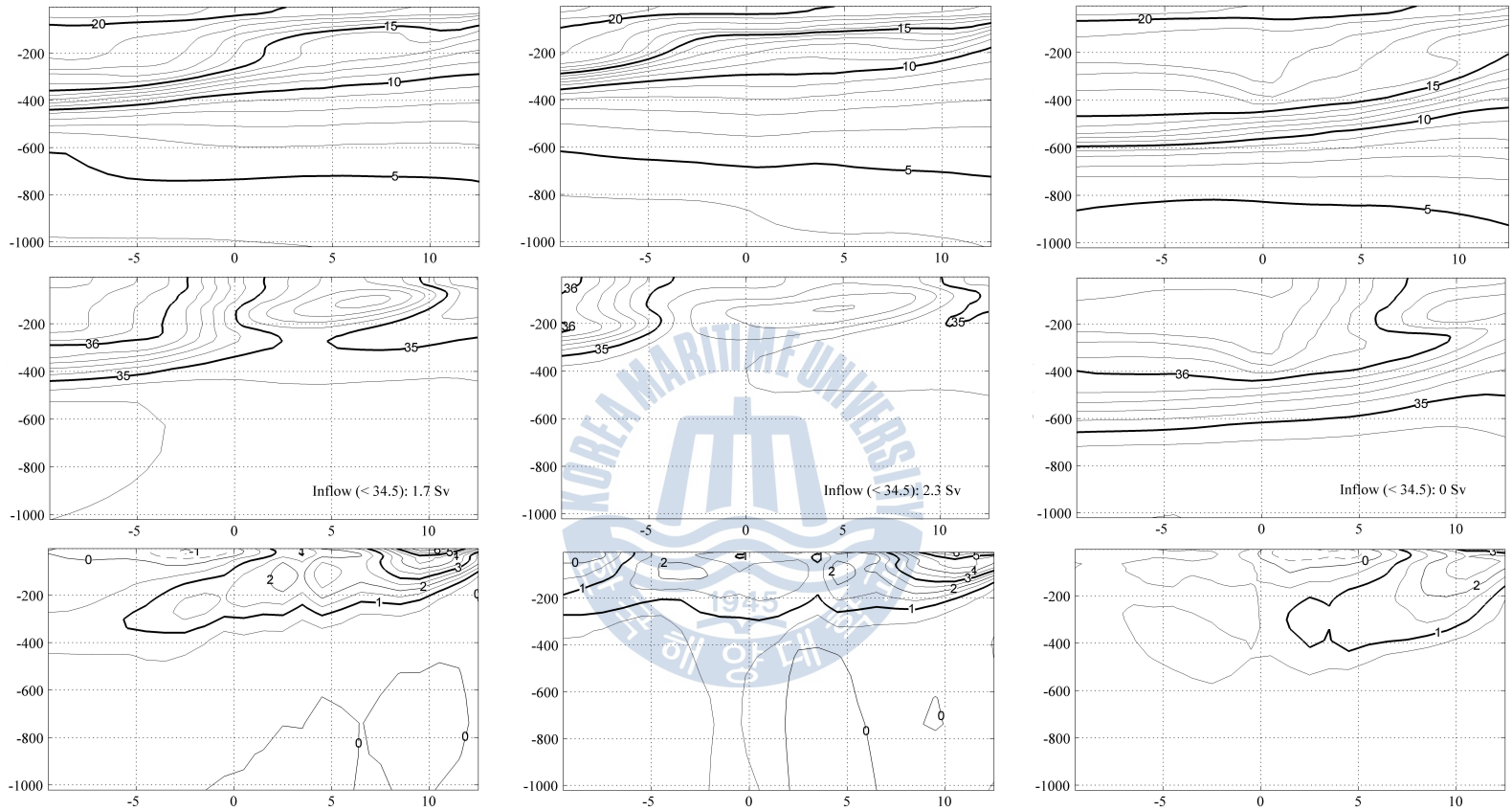


Fig. A-3 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 남대서양 9.5°W부터 12.5°E까지 29°S 단면에서의 수온 (위), 염분 (중간), 유속 (m/s, 아래) 분포. 가로축은 경도, 세로축은 수심 (dbar)을 나타낸다.

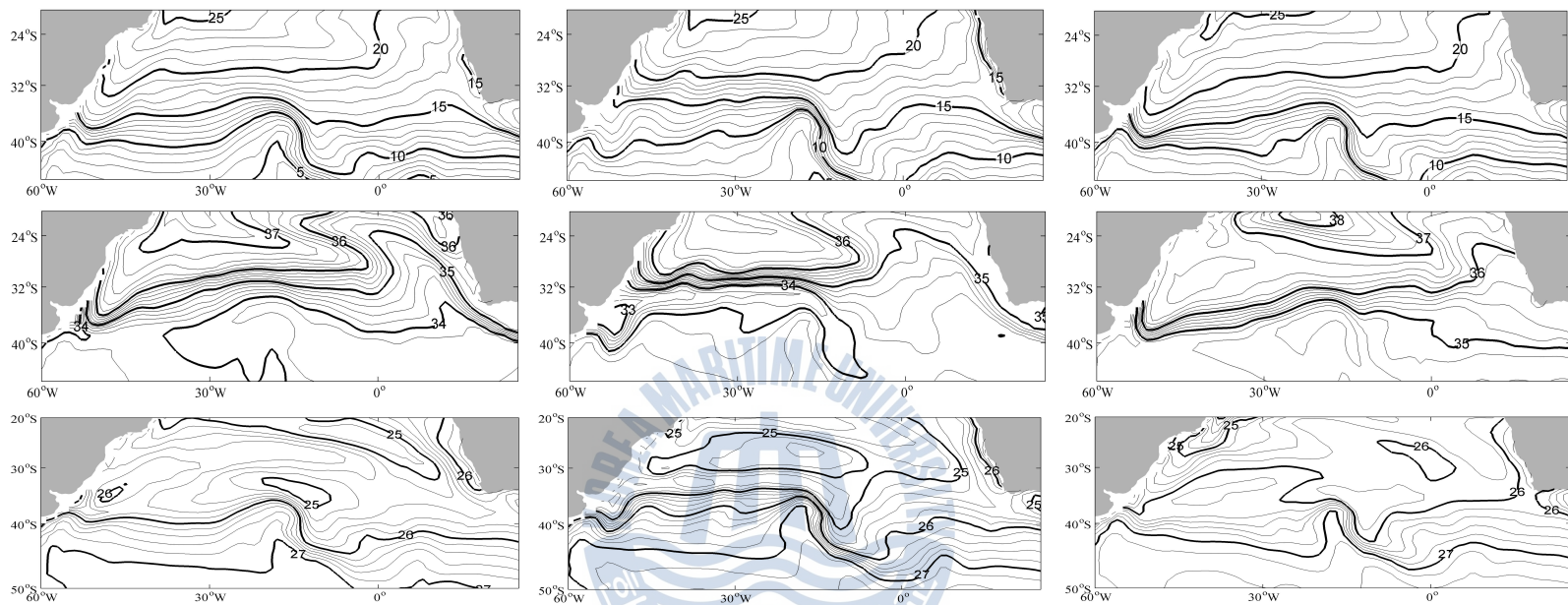


Fig. A-4 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 남대서양 (60°W-25°E, 50°S-20°S) 수심 45 dbar에서의 수온 (°C, 위), 염분 (psu, 중간), 밀도 (σ_θ , 아래) 분포.

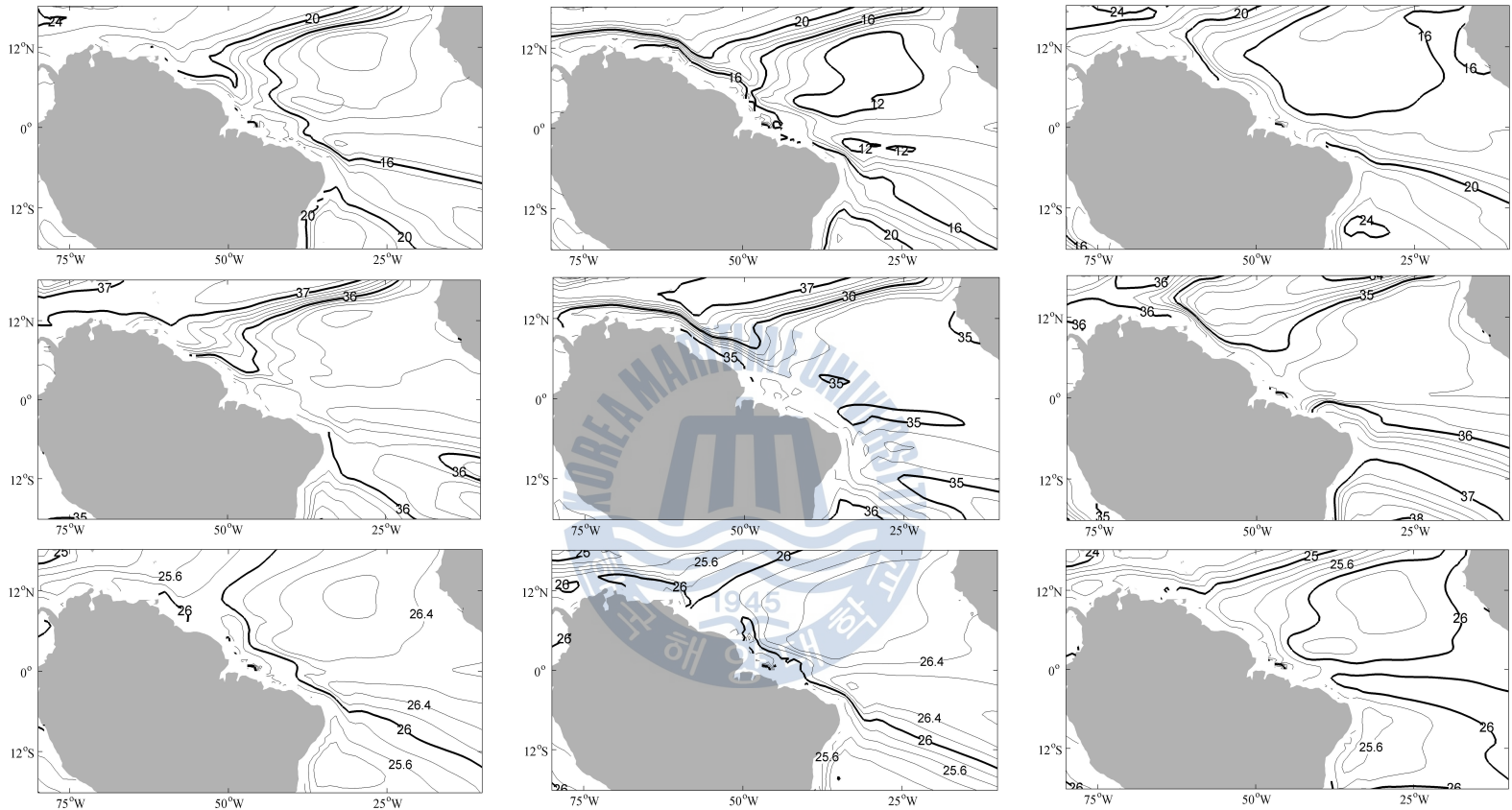


Fig. A-5 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 대서양 적도역 (80°W-10°W, 18°S-18°N) 수심 147 dbar에서의 수온 (°C, 위), 염분 (psu, 중간), 밀도 (σ_θ , 아래) 분포.

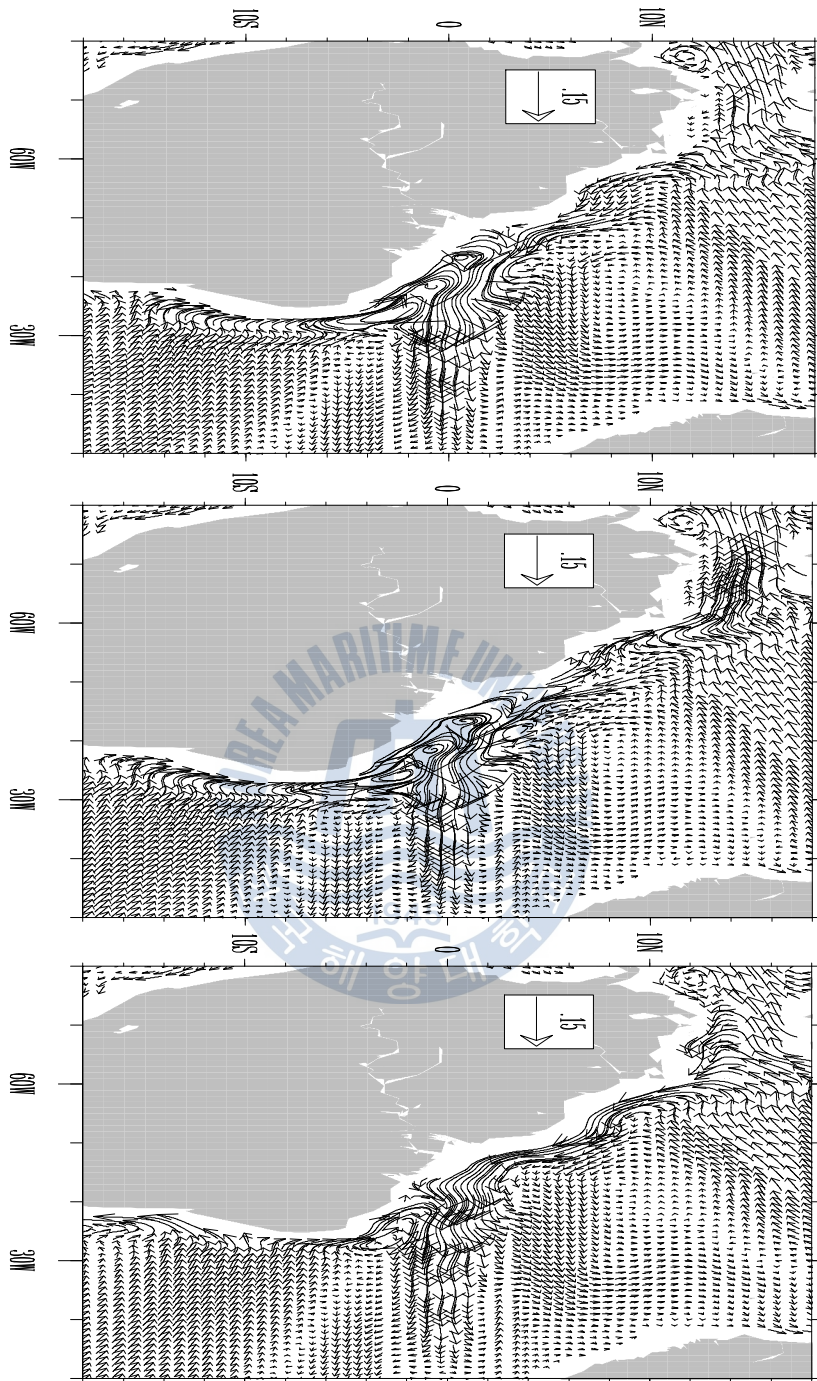


Fig. A-5 (계속) 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 위), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간) 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 아래) 모델이 재현한 대서양 적도역 수심 147 dbar에서의 유속 (m/s) 분포.

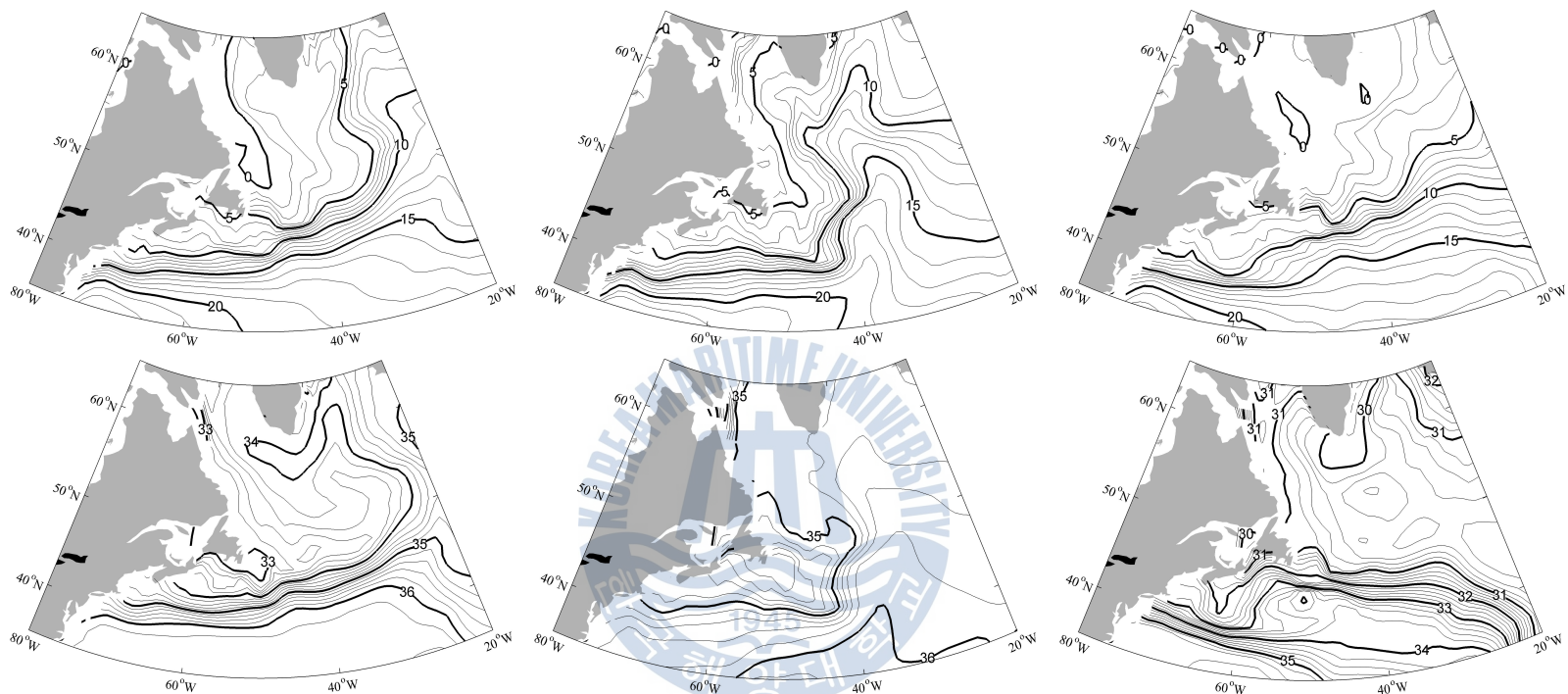


Fig. A-6 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 북대서양 (80°W-20°W, 35°N-65°N) 수심 45 dbar에서의 수온 (°C, 위), 염분 (psu, 아래) 분포.

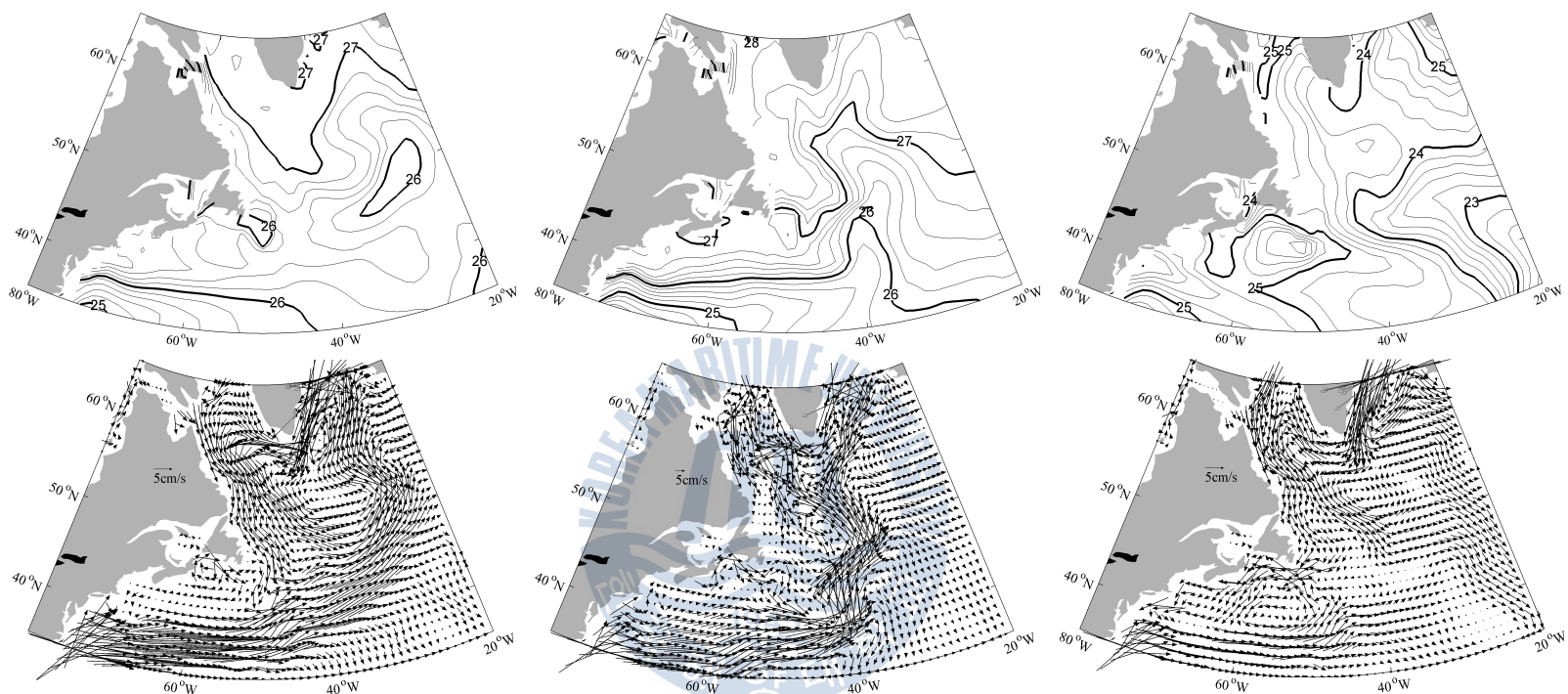


Fig. A-6 (계속) 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 북대서양 (80°W–20°W, 35°N–65°N) 수심 45 dbar에서의 밀도 (σ_θ , 위), 유속 (아래) 분포. (Case 1, Case 3 기준벡터 크기는 Case 2 기준벡터 크기의 두 배이다).

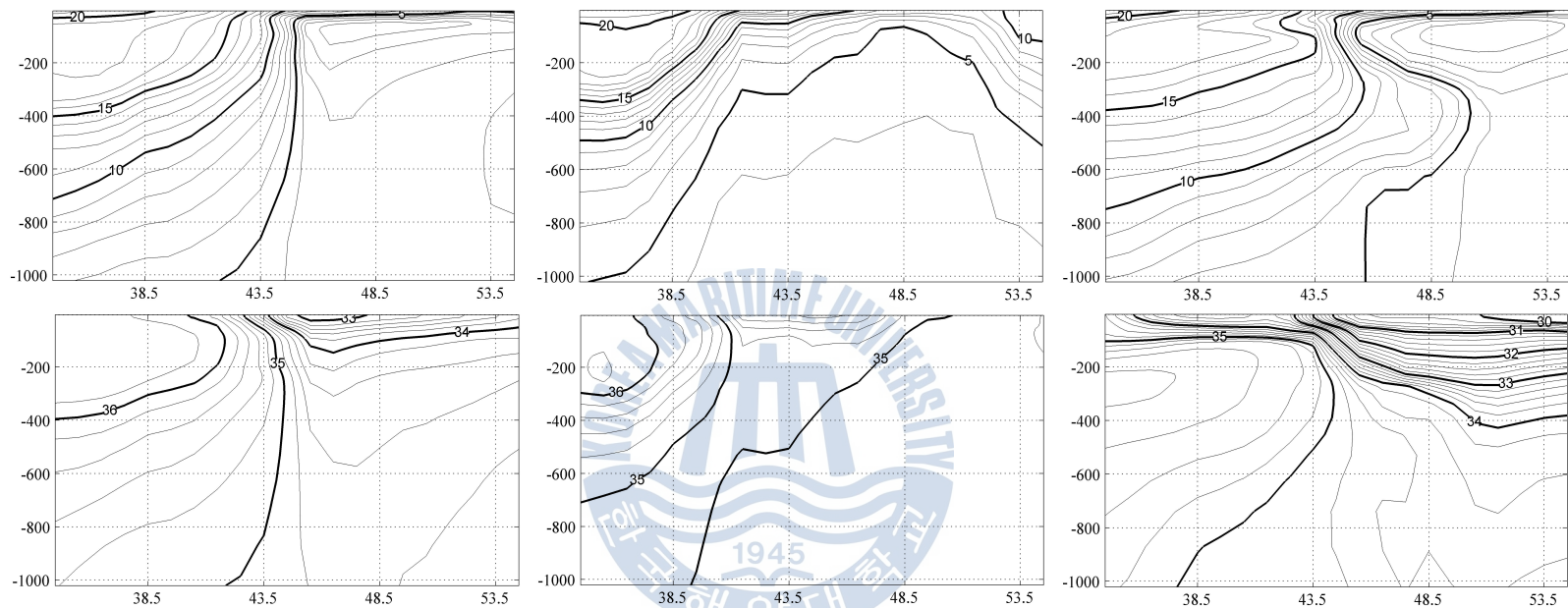


Fig. A-7 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 북대서양 위도 35°N부터 55°N까지 경도 45.5°W 단면에서의 수온 (°C, 위), 염분 (psu, 아래) 분포. 가로축은 위도, 세로축은 수심 (dbar)을 나타낸다.

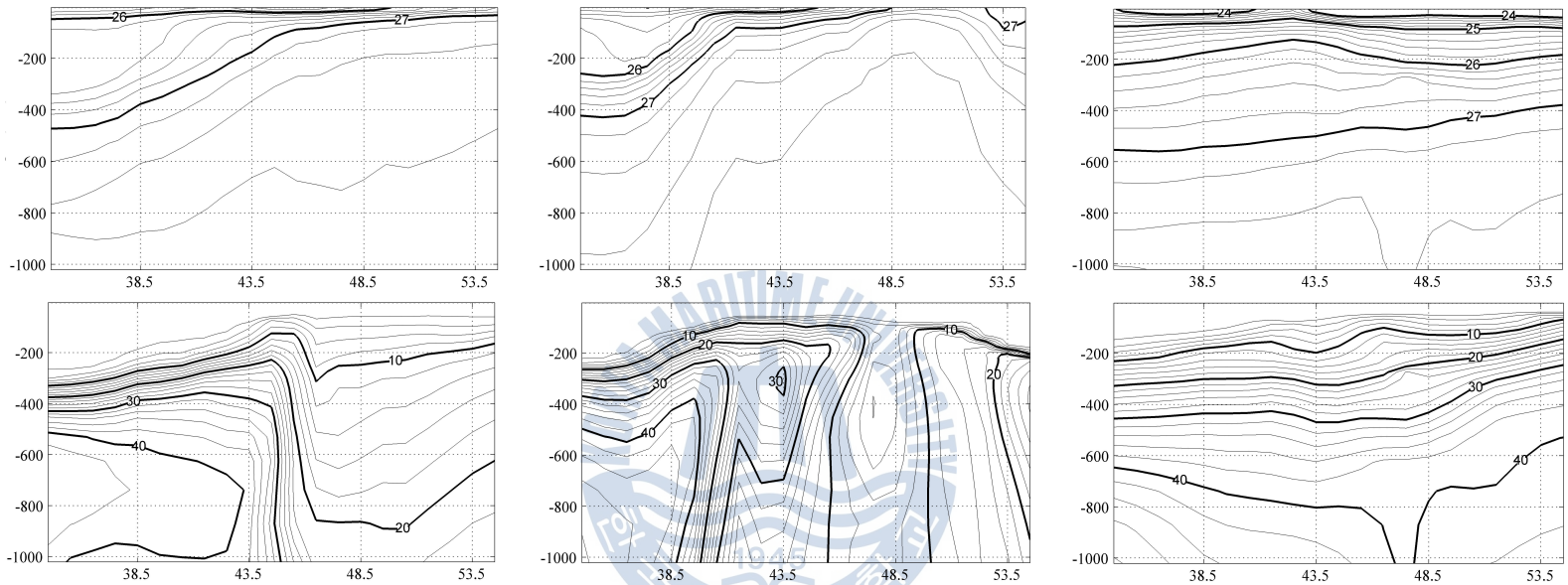


Fig. A-7 (계속) 해빙을 포함하는 경우 (Case 1, 왼쪽), 해빙을 포함하지 않는 경우 (Case 2, 중간), 해빙을 포함하지 않고 65°N 이북에서 runoff를 10배 늘려준 경우 (Case 3, 오른쪽) 모델이 재현한 북대서양 위도 35°N부터 55°N까지 경도 45.5°W 단면에서의 밀도 (σ_θ , 위), 물의 나이 (year, 아래) 분포. 가로축은 위도, 세로축은 수심 (dbar)을 나타낸다.

감사의 글

석사과정이라는 인생의 한 단계를 마치는 동안 많은 것을 배울 수 있었습니다. 그동안 도움주신 많은 분들에게 감사의 말씀을 드리고자 합니다. 먼저 석사과정을 마치기까지 부족함이 많은 저를 잘 지도해주신 이호진 교수님께 깊이 감사드립니다. 교수님의 따뜻한 격려와 사랑 덕분에 제가 석사과정을 무사히 마칠 수 있었습니다.

부족한 제 논문의 심사를 위해 먼 길마다 앉으시고 더 나은 논문이 되도록 친절함 조언을 아끼지 않으신 박영규 박사님과 박재훈 박사님께도 진심으로 감사드립니다. 더불어 수치모형 실험을 위해 아낌없이 도움주신 한국해양과학기술원의 김영호 박사님과 연세대학교 대기과학과 지구환경연구소의 김동훈 박사님께도 감사드립니다. 논문의 내용을 잘 정리할 수 있도록 조언해주신 한국해양과학기술원연구원의 민홍식 박사님께도 감사드립니다. 그리고 매 학기 큰 열정으로 심도 있는 강의를 해주신 해양생명환경학과 교수님들께도 감사드립니다.

또한 해양수치모델링 연구실의 선배로서 대학원 생활동안 많은 도움 주신 희진, 현정, 미옥, 지영, 예술, 현경 선배님들께도 감사드립니다. 함께 동고동락했던 희열, 은선, 기욱에게도 부족한 선배의 졸업을 도와주어 고맙다는 말을 전하고 싶습니다.

늘 옆에서 힘이 되어주고 지칠 때마다 격려와 위로의 말을 해주는 수민에게도 진심으로 고맙습니다.

마지막으로 항상 저를 믿고 지지해주시는 부모님과 동생 민정에게도 진심으로 감사드립니다. 이 논문이 부모님께서 제게 베풀어주신 사랑에 보답하는 자그마한 선물이 되었으면 합니다.