



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

3차원 해양순환 모델을 이용한 태평양쪽 북극해 저염분 수괴 재현을 위한 수치실험

Using three-dimensional ocean circulation model for a
numerical experiment on reproduction low salinity water in
the Pacific Sector Arctic Sea



지도교수 이 호 진

2016년 2월

한국해양대학교 대학원

해양생명환경학과

이 은 선

본 논문을 이은선의 이학석사 학위논문으로 인준함.



위원장

김형석

위원

이호진

위원

박재훈

Handwritten signatures and red circular seals of the committee members. The top signature is for Kim Hyeon-seok, the middle seal is for Lee Ho-jin, and the bottom seal is for Park Jae-hoon.

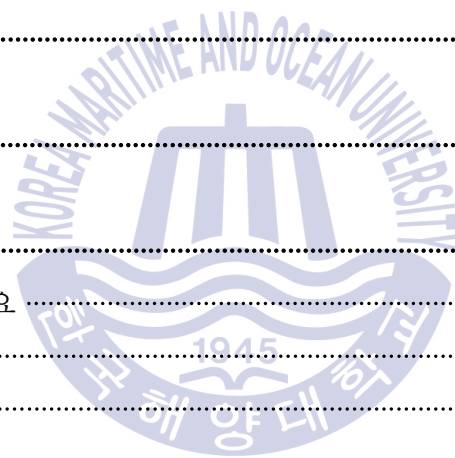
2015년 12월 23일

한국해양대학교 대학원

목 차

List of Tables	iii
List of Figures	iv
Abstract	vii
1. 서 론	1
2. 모델 개요	
2.1 해양 모델	3
2.2 해빙 모델	4
2.2.1 해빙 동역학	4
2.2.1 해빙 열역학	6
2.3 모델 영역 및 입력 자료	11
3. 결 과	
3.1 기준 실험 결과 검증	13
3.1.1 해빙농도 및 두께	13
3.1.2 수온 및 염분 분포	17
3.1.3 T-S diagram 및 수괴 비교	21
3.2 실험 1	26
3.2.1 해빙 비교	26
3.2.2 T-S diagram 및 수괴 비교	29

3.3 실험 2	34
3.3.1 강 유입 조건	34
3.3.2 해빙 비교	36
3.3.3 T-S diagram 및 수괴 비교	39
3.4 실험 3	42
3.4.1 해빙비교	42
3.4.2 T-S diagram 및 수괴 비교	46
4. 결론	49
참고문헌	51
감사의 글	56
부록	58
부록.1 실험 개요	58
부록.2 실험1	59
부록.3 실험3	65



List of Tables

Table 1 모델 계산에 사용된 변수	10
Table 2 부록 실험 3번 계산에 사용된 계수	65



List of Figures

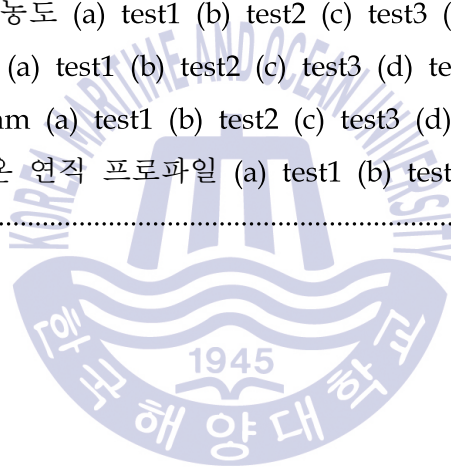
Fig. 1 해빙이 녹거나 결빙이 발생 할 수 있는 위치	7
Fig. 2 눈 층을 포함한 해빙 내부의 플럭스 전달	7
Fig. 3 모델 영역 수심도	11
Fig. 4 겨울철(3월), 여름철(9월) 해빙농도 (a) HadISST (b) 기준 실험	15
Fig. 5 겨울철(3월), 여름철(9월) 해빙두께 (a) ICESat (b) 기준 실험	16
Fig. 6 겨울철(3월), 여름철(9월) 수온 분포 (a) 10m (b) 50m (c) 200m (d) 500m	19
Fig. 7 겨울철(3월), 여름철(9월) 염분 분포 (a) 10m (b) 50m (c) 200m (d) 500m	20
Fig. 8 2012년 9월 북극해 아라온 관측 정점 지역	23
Fig. 9 9월 T-S diagram (a) 2012년 아라온 관측 결과 (b) 기준 실험	24
Fig. 10 9월 연직구조 프로파일 (a) 수온 (b) 염분	24
Fig. 11 (a) 겨울철(3월) PHC 기후값, 기준 실험 염분 수직 단면 (b) 여름철(9월) PHC 기후값, 기준 실험 염분 수직 단면 (c) 염분 수직 단면 지역	25
Fig. 12 해빙두께 변화 (a) 기준 실험 1년 겨울철, 여름철, 5년 겨울철, 여름철 (b) 실험 1번 1년 겨울철, 여름철, 5년 겨울철, 여름철 (c) 기준 실험 10년 겨울철, 여름철, 20년 겨울철, 여름철 (d) 실험 1번 10년 겨울철, 여름철, 20년 겨울철, 여름철	27
Fig. 13 실험 1번 해빙유속 (a) 겨울철(3월) (b) 여름철(9월)	28
Fig. 14 여름철(9월) 기준 실험과 실험 1번 차이 (a) 해빙유속 (b) 해빙농도	28
Fig. 15 (a) 여름철(9월) 기준 실험과 실험 1번 T-S diagram (b) 기준 실험과 실험 1번 10m 염분 차이 겨울철(3월), 여름철(9월)	31
Fig. 16 여름철(9월) 염분 수직 단면 (a) 기준 실험 5년째 결과, 20년째 결과 (b) 실험 1번 5년째 결과, 20년째 결과	32
Fig. 17 1000m 이하 담수용량 (a) 기준 실험 (b) 실험 1번	32

List of Figures

Fig. 18 기준 실험과 실험 1번의 경계에서 담수용량 변화	33
Fig. 19 강 유입을 고려하지 않은 실험과 강 유입을 고려한 실험 차이 (a) 해빙	35
Fig. 20 해빙두께 겨울철(3월), 여름철(9월) (a) 기준 실험 (b) 실험 2번 (c) 기준 실험과 실험 2번 차이	37
Fig. 21 겨울철(3월), 여름철(9월) 기준 실험과 실험 2번 차이 (a) 해빙농도 (b) 해빙유속	38
Fig. 22 (a) 여름철(9월) 기준 실험과 실험 2번 T-S diagram (b) 여름철(9월) 기준 실험과 실험 2번 연직 구조 프로파일 (c) 기준 실험과 실험 2번 10m 염분 차이 겨울철(3월), 여름철(9월)	40
Fig. 23 (a) 겨울철(3월) 염분 수직 단면 기준 실험, 실험 2번 (b) 여름철(9월) 염분 수직 단면 기준 실험, 실험 2번	41
Fig. 24 1000m 이하 담수용량 (a) PHC 기후값 (b) 실험 2번	41
Fig. 25 해빙농도 겨울철(3월), 여름철(9월) (a) 실험 2번 (b) 실험 3번	43
Fig. 26 해빙두께 겨울철(3월), 여름철(9월) (a) 실험 2번 (b) 실험 3번	44
Fig. 27 해빙유속 겨울철(3월), 여름철(9월) (a) 실험 2번 (b) 실험 3번	45
Fig. 28 (a) 9월 t-s diagram 실험 2번, 실험 3번 비교, (b) 9월 수직 수온, 염분 프로파일 실험 2번, 실험 3번 비교 (c) 실험 2번, 실험 3번 10m 염분, 유속 차이	47
Fig. 29 (a) 겨울철(3월) 염분 수직 단면 PHC 기후값, 실험 2번, 실험 3번 (b) 여름철(9월) 염분 수직 단면 PHC 기후값, 실험 2번, 실험 3번	48
Fig. 30 1000m 이하 담수용량 (a) 실험 2번 (b) 실험 3번	48
Fig. 31 3월, 9월 해빙농도 (a) HadISST (b) 해빙 아래도 restoring한 실험 (c) 해빙 아래는 restoring하지 않은 실험	61
Fig. 32 3월,9월 해빙두께 (a)해빙 아래도 restoring한 실험 (b) 해빙 아래는 restoring하지 않은 실험	62

List of Figures

Fig. 33 9월 t-s diagram (a) restoring하지 않은 실험 (b) 해빙 아래도 restoring한 실험 (c) 해빙 아래는 restoring하지 않은 실험 (d) 해빙 아래는 restoring하지 않고 해빙농도 기준을 직접 입력한 실험	63
Fig. 34 해빙 아래는 restoring하지 않은 실험 3월, 9월 (a) 해빙두께 (b) 해빙 농도, 해빙 아래는 restoring하지 않고 해빙농도 기준을 직접 입력한 실험 3월, 9월 (c) 해빙두께 (d) 해빙농도	64
Fig. 35 3월, 9월 해빙두께 (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4	68
Fig. 36 3월, 9월 해빙농도 (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4	69
Fig. 37 9월 해빙유속 (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4	70
Fig. 38 9월 t-s diagram (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4	71
Fig. 39 9월 염분, 수온 연직 프로파일 (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4	72



Using three-dimensional ocean circulation model for a numerical experiment on reproduction low salinity water in the Pacific Sector Arctic Sea

Lee, Eun Sun

Division of Marine Environment and Bioscience
Graduate School of Korea Maritime University

Abstract

Arctic Sea have low salinity water in surface layer due to existed sea-ice. The low salinity water prevent to heat exchange ocean to sea-ice and contribute to density stratification in Arctic Sea. But most Arctic models can not reproduce the low salinity water. So, this study conducted three-experiments for reproduction the low salinity water.

The first, I thought sea-ice melting water would be a factor the low salinity water, given the large sea-ice thickness initial condition. But sea-ice thickness is influenced another factor than initial condition. So, the first experiment is not simulated less than 29.5psu salinity water. However, It was confirmed that the low salinity water at the beginning of the first experiment and it spilled out of Arctic Sea during the experiment. Although, created to the low salinity water, it must be stored inside the Arctic Sea. So, It must be

constituted model dynamics in the experiment.

The second, I thought non-point freshwater not be measured something, so given the large Runoff condition. It showed the effect to lower salinity in surface layer, however that was smaller in Barents Sea and Alaska coastal sea. But It can be confirmed that more low salinity water in mixed layer of Canada Basin by salinity vertical section. In addition, freshwater content pattern was more similar to PHC climatology data.

The third, I thought more non-point freshwater has effect in the low salinity water. So, The third experiment increased Runoff and precipitation. It was subjected to increased precipitation condition, sea ice and Arctic sea water influenced. Overall, Arctic Surface layer have much lower salinity water. However, Sea ice did not reproduce similar in HadISST sea ice pattern. Therefore, precipitation condition must be considered with Runoff condition and computed geographically in Arctic Sea.

These experiments were performed using a three-dimensional ocean-sea ice model. Arctic ocean circulation simulations were carried out for 20 years by 1980 data. The model is ROMS (Regional Ocean Modeling System) 3.4 version. Horizontal grid was constructed an orthogonal curvilinear coordinate system and vertical grid was constructed S-coordinate system. Horizontal resolution is about 22–30km, vertical resolution have 50 layers.

Temperature, Salinity initial condition is interpolated using PHC (Polar science center Hydrographic Climatology) in January data. Atmospheric forcing is used ECMWF (European Centre for medium-Range Weather Forecasts) ERA interim data of 0.75° resolution. Wind data interval is 3-hour, another data interval is

12-hour. Heat and salt flux at the surface are calculated by bulk formula. Sea surface temperature was restored in the ocean and not under the sea-ice. The sea-ice standard was used OISST last 10 years data.



제 1 장 서 론

북극해는 표면에 해빙이 존재하기 때문에 일반적인 대양들과는 확연히 다른 특성을 가지고 있다. 표층에 해빙과 함께 존재하는 저염분 수괴는 고온 고염의 대서양수와 해빙의 접촉을 차단해주는 역할을 하고 북극해 전체의 성층화에 큰 기여를 하고 있다. 하지만 대부분의 북극해 모델들은 저염분 수괴 재현을 제대로 못하고 있으며 따라서 내부 성층화도 잘 재현되지 않고 있다.

북극해 중 대서양에 가까운 해역의 경우는 프람 해협을 통해 들어와 200m 중간 수심에서 북극해 전체를 반시계 방향으로 순환하는 고온 고염분 수괴인 대서양수의 영향을 크게 받는다. 이 해역은 관측과 연구들을 통해 많은 자료들이 존재하기 때문에 비교적 모델에서의 재현이 쉽다. 하지만 태평양쪽 북극해의 경우 관측이 비교적 최근부터 시작되어 수괴 특징을 재현하는 것이 매우 어렵다.

Macdonald et al. (2002)에서는 SHEBA(Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) 프로젝트(Moritz et al., 1993; Welch, 1998; Perovich et al., 1999) 중 염분과 $\delta^{18}O$ 자료를 이용하여 캐나다 분지의 담수 추적 실험을 수행한 바 있다. 캐나다 분지 지역으로 유입되는 강유량과 해빙이 녹은 물이 내부에 저장되어 혼합 층의 깊이를 깊게 만드는 것을 확인하였다.

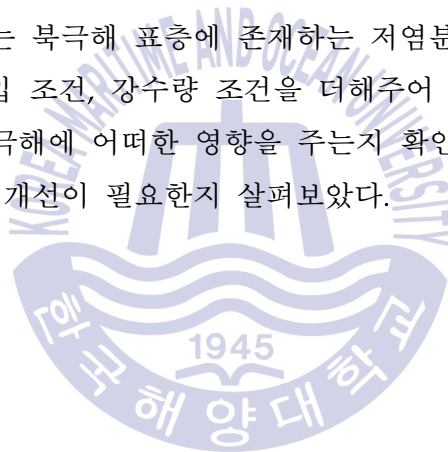
Peterson et al., (2009)에서는 북극해 유라시안의 주요한 강 6개의 모니터링 자료를 이용하여 북극으로 유입되는 담수의 양이 증가 한 것을 밝혔다. 1936년부터 1999년 까지 6개 강 모니터링 자료를 통해 연간 $2.0 \pm 0.7 km^3/yr$ 이 증가 했다는 사실을 알았고 시간이 흐를수록 북극해에 담수가 유입되는 양은 선형적인 추세로 계속 증가 할 것이라 예측하였다.

본 연구에서 말하는 저염분수란 표층에 존재하며 저온($-0.5^{\circ}C$ 이하) 저염분

(31.5psu 이하)의 범위를 가지는 수괴를 지칭한다. 북극해 담수유입의 근원은 4가지로 나누어 설명할 수 있다. 해빙의 melting, 강에 기인한 유입, 강수를 통한 유입, Bering Strait을 통한 태평양수의 유입이다. (Daniel White et al., 2007) 이 중 강유입은 외부에서 북극해로 유입되는 담수의 가장 큰 요인으로 북극해 전체에 35cm/yr 의 담수를 공급한다. (Aagaard and Carmack 1989) 그리고 두 번째로 큰 요인은 강수량으로 북극해 전체 16-20cm/yr 의 담수를 공급한다. (Cullather et al. 2000)

북극해로 유입되는 담수 요인은 파악이 되었지만 정량적인 수치는 부정확하다. 강수량 자료의 경우 북극해에서는 관측 자료가 존재하지 않는다. 강유입 자료 역시 주요한 큰 강에 대해서만 관측이 이루어지고 있어 지류의 효과를 포함하고 있지 않다.

따라서 본 연구에서는 북극해 표층에 존재하는 저염분 수괴에 대하여 담수요인인 해빙 조건, 강유입 조건, 강수량 조건을 더해 주어 수치실험을 수행하였다. 또한 담수요인들이 북극해에 어떠한 영향을 주는지 확인하고 저염분 수괴를 재현하기 위해서 어떠한 개선이 필요한지 살펴보았다.



제 2 장 모델 개요

ROMS(Regional Ocean Modeling System)는 3차원 free-surface 원시 방정식을 적용한 수치모델로 다양한 범위에 적용되고 있다. 수평 격자는 직교 곡선 좌표계(Orthogonal Curvilinear Coordinate)를 이용하며 Arakawa-C 격자 체계를 이용한다. 수직 격자는 수심에 따라 나누는 terrain-following 방식을 사용하지만 표층이나 경계층 등 관심 영역에서 해상도를 조절 할 수 있는 S-coordinate(Stretched terrain-following coordinate)를 이용한다. 또한 ROMS는 Fortran(F90/F95) 기반으로 이루어져 있어 물리적, 수치적 옵션을 수정할 수 있고 다양한 scheme과 옵션을 선택하여 원하는 방식으로 계산할 수 있다. 본 연구에서는 해양 모델은 ROMS 3.4 version을 이용하였으며 해빙 모델을 접합하여 실험하였다. 해빙 모델은 해빙 동역학과 해빙 열역학을 고려하여 적용하였다.

2.1 해양 모델

해양모델을 이용하여 운동량 방정식(momentum equation)을 계산하며 이 식은 유체역학의 나비에-스토크스(Navier-Stokes) 방정식에 근거한다. 방정식 중 비선형항(nonlinear)을 포함하며 부시네스크 근사(Boussinesq approximation)를 이용하여 계산한다. 부시네스크 근사는 해양에서 운동량 방정식을 계산할 때 흔히 사용하는 가정으로 유체 내부의 밀도 변화가 일어나는 공간적 규모가 유체의 운동 변화가 일어나는 공간적 규모보다 훨씬 큰 상태에서 유체의 운동을 기술할 때, 밀도를 일정한 값으로 고정해도 무방하다는 가정이다. 단, 중력방향

으로의 운동에서는 성립하지 않는다.(지구과학사전, (사)한국지구과학회, 2009, 북스힐)

운동량 방정식에서 이류항을 계산할 때 수평은 3d-upstream, 수직은 4d centered 차분법을 이용하여 계산하였다. 수평 확산 계수의 경우 tracer 는 상수를 이용하였고 운동량은 모델 격자의 크기와 수평 전달속도에 따라 계수를 계산하는 Smagorinsky의 수식으로 계산하였다. 수직 확산 계수는 LMD(The Large, McWilliams and Doney, Large et al., 1994) scheme을 이용하여 계산하였으며 오픈 워터보다 해빙 아래를 작게 계산하는 방법을 적용하였다.

대기-해양 경계층의 상호작용은 bulk parameterization (Fairall et al., 1996)방법을 이용하여 계산하였다. 이 방법은 COARE (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) 알고리즘을 적용하여 경계층의 flux를 계산하는 것이다. 본 연구에서는 downward 장파복사를 입력하여 현열, 잠열을 모델 안에서 계산하였다.

계산 결과, 모델에서 해빙을 과다 모의하여 재현하였다. 그래서 표층 수온을 restoring하는 방법을 적용하여 해빙을 재현에 영향을 주었다. 표층 전체 restoring하지 않고 해빙아래를 제외하고 restoring을 하였다. 표층의 기준은 모델의 1층으로 가정하였다. 식은 다음과 같다.

$$T_{ij}^* = t_{ij}(sst_{ij} - t_{ij}) \frac{dt}{t}$$

T_{ij}^* 는 restoring 한 표층 수온이고 t_{ij} 는 모델에서 계산한 표층 수온이다. sst_{ij} 값은 관측 자료를 내삽하여 입력해주었고 해빙농도 기준이 0.15 이하의 경우에만 restoring을 해주었다.

2.2 해빙 모델

2.2.1 해빙 동역학

해빙 동역학은 EVP 유동학(Hunke and Dukowicz, 1997; Hunke, 2001)을 이
 용하였다. EVP-유동학은 기존의 VP-유동학(Viscous-Plastic; Hibler, 1979) 방정
 식에 Elastic을 더해준 방정식으로 해빙 동역학 계산에 효과적이고 해빙의 순간
 적인 반응을 고려한다.(Hunke, 2001).

모델에서 계산하는 운동방정식은 다음과 같다.

$$M \frac{du}{dt} = Mfv - Mg \frac{\partial \zeta_w}{\partial x} + \tau_a^x + \tau_w^x + F_x$$

$$M \frac{dv}{dt} = -Mfu - Mg \frac{\partial \zeta_w}{\partial y} + \tau_a^y + \tau_w^y + F_y$$

u, v 는 해빙 속도, M 은 해빙질량, f 는 코리올리 변수, g 는 중력가속도, ζ_w 는
 해수면 변위를 의미한다. τ_a, τ_w, F 는 바람응력, 해빙과 해수면의 마찰력, 해빙 내
 부 마찰력을 의미한다.

마찰력 $\vec{\tau}_a, \vec{\tau}_w$ 는 다음과 같이 계산한다.

$$\vec{\tau}_a = \rho_a C_a |\vec{V}_{10}| \vec{V}_{10}$$

$$C_a = \frac{1}{2} C_d [1 - \cos(2\pi \min(h_i + .1, .5))]$$

$$\vec{\tau}_w = \rho_w C_w |\vec{v}_w - \vec{v}| (\vec{v}_w - \vec{v}).$$

C_d, C_w 는 대기와 해빙, 해빙과 해수의 항력계수를 의미하며 값은 Table 1.에서
 설명한다. ρ_a, ρ_w 는 각각 대기와 해수의 밀도를 의미하며 값은 $1.3 \text{ kg/m}^3, 1025$
 kg/m^3 의 상수를 사용한다.

해빙 내부마찰 계수 F 는 stress tensor σ 의 함수로 정의되며 VP 유동학을 이
 용하여 다음과 같이 계산한다. (Hibler, 1979)

$$\sigma_{ij} = 2\eta \dot{\epsilon}_{ij} + (\zeta - \eta) \dot{\epsilon}_{kk} \delta_{ij} - \frac{P}{2} \delta_{ij}$$

$$\dot{\epsilon}_{ij} \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

$$P = P^* A h_i e^{-C(1-A)}$$

위 식에서 $\dot{\epsilon}_{ij}$ 는 strain rate tensor를 의미하며 δ_{ij} 는 Kronecker의 델타 함수로 i 와 j 가 같을 때는 1, 다를 때는 0으로 정의한다. P 는 해빙의 압축 강도로 해빙 농도 A 와 해빙두께 h_i , 그리고 계수 P^*, C 에 의해 결정된다. 비선형 점성인 η, ζ 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\zeta = \frac{P}{2[(\epsilon_{11}^2 + \epsilon_{22}^2)(1 + 1/e^2) + 4e^{-2}\epsilon_{12}^2 + 2\epsilon_{11}\epsilon_{22}(1 - 1/e^2)]^{1/2}}$$

$$\eta = \frac{\zeta}{e^2}$$

EVP 유동학을 적용시키기 위하여 stress tensor σ_{ij} 를 구하는 VP 유동학을 변형하여 탄성(elastic)항을 추가하였다. 식은 다음과 같다.

$$\frac{1}{E} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t} + \frac{1}{2\eta} \sigma_{ij} + \frac{\eta - \zeta}{4\eta\zeta} \sigma_{kk} \delta_{ij} + \frac{P}{4\zeta} \delta_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij}$$

탄성 부분은 $\frac{1}{E} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t}$ 이다.

2.2.2 해빙 열역학

해빙 열역학은 Mellor and Kantha(1989), Hakkinen and Mellor(1992)에 기초하여 계산하였다. 해빙 열역학 방정식은 표층과 바닥, 해빙 사이마다 어느 정도의 해빙이 형성되고 녹는지를 고려하였다. 식은 다음과 같다.

$$\frac{DAh_i}{Dt} = \frac{\rho_o}{\rho_i} [A(W_{io} - W_{ai}) + (1 - A)W_{ao} + W_{fr}]$$

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\rho_o A}{\rho_i h_i} [\Phi(1 - A)W_{ao} + (1 - A)W_{fr}] \quad 0 \leq A \leq 1.$$

위의 식에서 A 는 해빙농도를 의미하며, h_i 는 해빙두께를 의미한다. ρ_i 는 해빙의 밀도로 910kg/m^3 의 상수로 가정하였다. W 는 해빙이 형성되거나 녹는 확률을 나타낸 것으로 Fig. 1의 위치에서 정의된다. W_{ai}, W_{ao}, W_{io} 는 각각 해빙 혹은

눈의 표면, 대기와 해수의 접촉면, 해빙과 해수의 접촉면에서 열 교환에 의해 일어나는 해빙의 형성율을 의미하며 W_{fr} 는 해수가 해빙에 달라붙어 어는 해빙의 형성율을 의미한다. (Fig. 1)

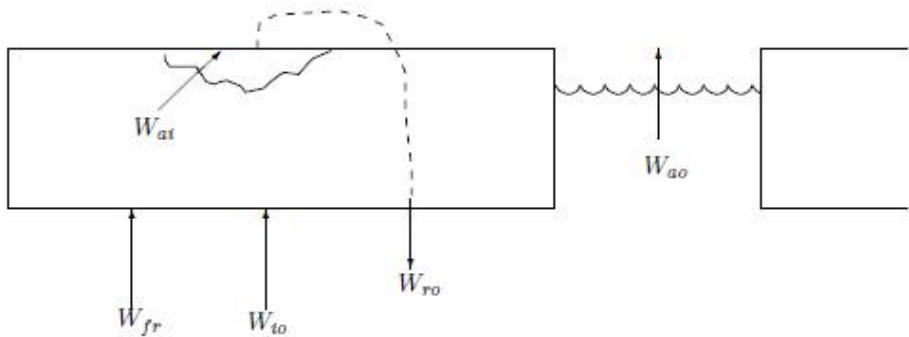


Fig. 2 해빙이 녹거나 결빙이 발생 할 수 있는 위치

Fig. 2에서는 해빙과 눈의 열이 교환되는 위치를 정의한다. 표층에서 대기로의 열교환식은 다음과 같다. (Fig. 2)

$$Q_{ai} = -H\downarrow - LE\downarrow - \epsilon_s LW\downarrow - (1 - \alpha_s)SW\downarrow + \epsilon_s \sigma (T_3 + 273)^4$$

위 식은 해빙 혹은 눈 표면에서의 현열($H\downarrow$), 잠열($LE\downarrow$), 해양으로 유입되는 장파복사($LW\downarrow$) 및 단파복사($SW\downarrow$)를 계산 할 수 있다. 온도 T_3 는 표면 열 교환 균형식을 풀 때 반복적으로 계산되는 값으로 Parkinson and Washington,에 의해 녹는점보다 높아질 경우 눈이나 해빙을 녹인다.

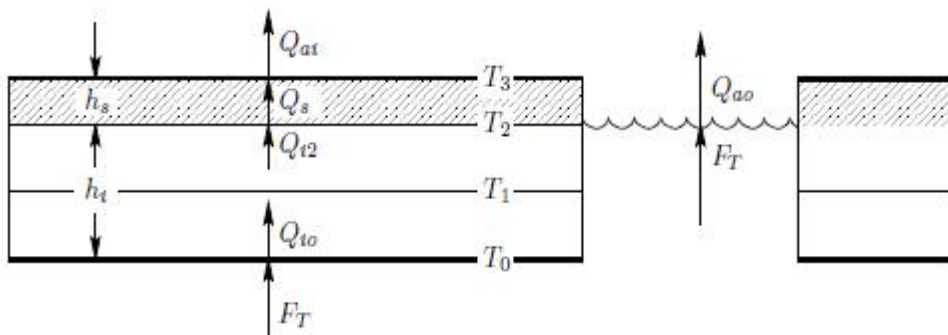


Fig. 3 눈 층을 포함한 해빙 내부의 플럭스 전달

계산된 Q_{ai} 를 이용하여 해빙 혹은 눈 표면의 해빙 형성을 W_{ai} 를 계산하였다. 식은 다음과 같다.

$$W_{ai} = \frac{Q_{ai} - Q_{i2}}{\rho_o L_3}$$

$$L_3 \equiv [E(T_{3,1}) - E(T_1, R_1)]$$

여기서 L_3 는 브라인 효과(brine effect)를 고려한 해빙의 용해열을 의미하며 작은 현열 보정을 더해줌으로써 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$L_3 = (1-r)L_i, \quad r = \frac{S_i m}{T_1}$$

L_i 는 브라인 효과를 고려하지 않은 해빙의 용해열로 $302 MJ/m_3$ 의 값을 가지며 S_i 와 T_1 는 각각 해빙의 염분과 온도를 의미한다. m 은 염분과 어는점의 관계가 선형 함수의 관계를 가진다고 가정했을 때, 기울기를 의미하며 $-0.0543 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{psu}$ 이다. r 은 해빙의 온도가 T_1 일 때 가질 수 있는 최대 염분에 대한 현재 염분의 비를 의미한다.

해빙과 눈 사이의 열수지 Q_{i2} 는 해빙의 온도와 표면 온도의 차이, 해빙 전도율을 이용해 계산하였으며, 해빙 바닥의 열수지 Q_{io} 역시 동일한 방식으로 계산하였다. 계산식은 다음과 같다.

$$Q_{i2} = \frac{2k_i}{h_i}(T_1 - T_2), \quad Q_{io} = \frac{2k_i}{h_i}(T_0 - T_1)$$

대기와 해수, 해빙과 해수 사이의 해빙 형성을 W_{ao} , W_{io} 는 다음과 같이 계산하였다.

$$W_{ao} = \frac{1}{\rho_0 L_0}(Q_{ao} - F_T), \quad W_{io} = \frac{1}{\rho_0 L_0}(Q_{io} - F_T)$$

F_T 는 해빙과 해수의 사이에서 난류에 의해 전달되는 열수지를 의미하며 난류에 의한 열 전달계수 C_{Tz} 를 이용해서 계산할 수 있다. T_0 는 표층 염분에서 어는점으로 가정하며 T 는 해표면 수온을 의미한다. 식은 다음과 같다.

$$\frac{F_T}{\rho_0 C_{po}} = -C_{Tz} (T_0 - T)$$

$$C_{Tz} = \frac{u_\tau}{P_{rt} k^{-1} \ln(-z/z_0) + B_T}$$

$$B_T = b \left(\frac{z_0 u_\tau}{\nu} \right)^{1/2} P_r^{2/3}$$



Table 1. 모델 계산에 사용된 변수

변수	값	내용
k	0.4	von Karman's constant
P_{rt}	0.85	turbulent prandtl number
P_r	13.0	molecular Prandtl number
z_0	0.02	roughness parameter
b	3.0	factor
ν	$1.8 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	kinematic viscosity of seawater
u_t		friction velocity,
P^*	2.0×10^4	ice strength coefficient(N/m ²)
C_d	2.0×10^{-3}	air-ice bulk drag coefficient
C_w	6.5×10^{-3}	ice-water bulk drag coefficient



2.3 모델 영역 및 입력 자료

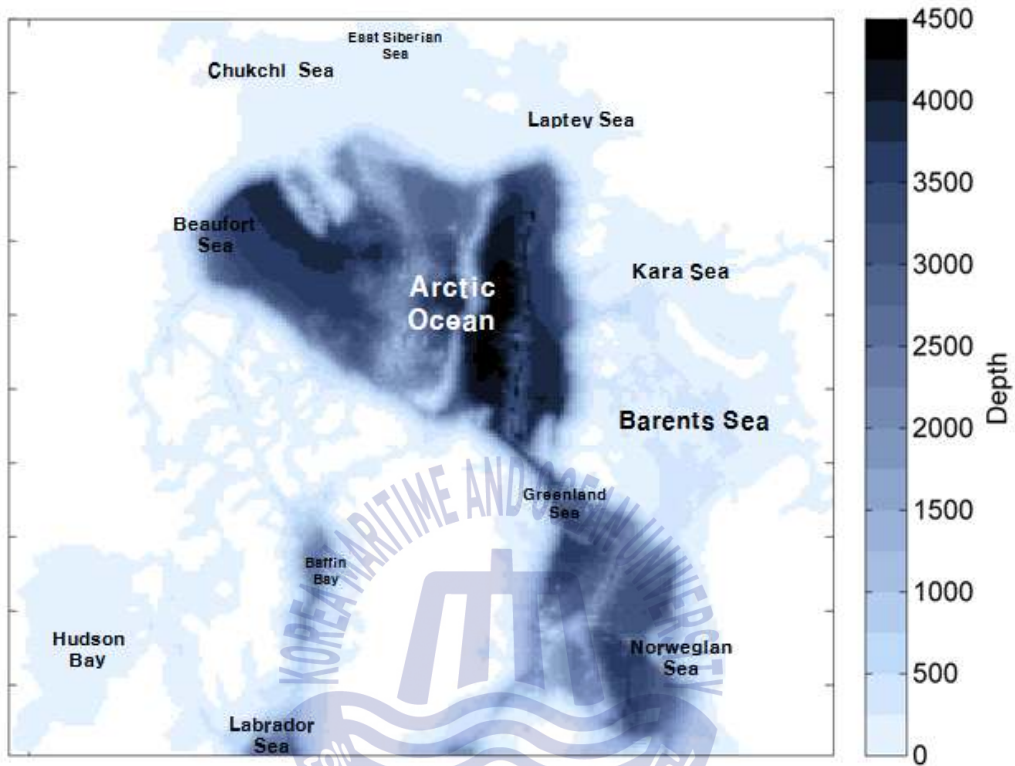


Fig. 4 모델 영역 수심도

모델 영역은 위도 52°N - 90°N , 경도 180°W - 180°E 로 위와 같이 구성하였다. (Fig. 3) 수평해상도는 약 22-30km이고 수직으로는 50개의 층으로 구성하였다. 수심 자료는 IBAO(International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean)를 이용하였으며 최대수심은 4975m 최소수심은 30m로 설정하였다.

초기 수온 및 염분 자료는 PHC(Polar science center Hydrographic Climatology)1월 자료를 이용하였으며 운동량은 0으로 설정하였다. 초기 해빙농도는 HadISST(Hadley Center Global Sea Ice and Sea Surface Temperature)자료를 이용하였으며 초기 해빙두께는 기준 실험에서는 1m로 실험 1번에서는

10m 로 설정하였다.

대기강제력은 0.75° 간격의 ECMWF(European Centre for medium-Range Weather Forecasts) ERA interim 자료를 이용하였다. 바람자료는 3시간 간격, 나머지 자료는 12시간 간격 자료를 내삽하여 입력하였다. 강 자료는 Global Runoff Data Centre 1975-2010년 월평균 자료에서 8개의 큰 강을 고려하여 입력해주었고 Prange et al., (2005)에서 계산한 북극해 총 강유입량과 비교하여 차이가 나는 양을 Runoff로 계산하여 보충하였다.

개방경계조건의 2차원 유속은 Flather (1976)'s radiation condition, 3차원 유속 및 수온, 염분은 Radiation condition(Orlanski, 1976; Raymond and Kuo, 1984) 해수면 변위는 Chapman(1985) boundary condition을 이용하여 계산하였다. 입력 자료는 SODA(Simple Ocean Data Assimilation) version 2.2.4 자료를 사용하여 수온, 염분, 유속, 해수면 변위를 입력하였고 기간은 1980년부터 2010년 자료를 월 평균한 값을 입력하였다.

표층 수온 restoring 자료는 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)에서 제공하는 OISST(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) 자료를 내삽하여 이용하였고 해빙 기준은 최근 10년을 평균한 OISST 해빙농도 자료를 이용하였다.

제 3 장 결 과

모델은 1980년 자료를 기준으로 실험하였다. 본 연구에서는 각 요소들이 어떠한 영향을 미치는지 보기 위한 실험으로 hindcast방법을 사용하지 않았다. 따라서 20년간 적분한 모델 결과 중 마지막 결과를 비교하였다. 실험 1번은 해빙의 효과를 확인하였고, 실험2번은 강유입에 대한 효과를 확인하였다. 실험3번은 강유입 효과에 더하여 강수량의 효과를 확인하였다. 실험 1,2,3 번은 모두 기준 실험에 기초를 두고 실험하였다. 3가지 실험을 보기 전에 기준 실험의 결과를 검증하였다.

3.1 기준 실험 결과 검증

3.1.1 해빙농도 및 해빙두께

기준 실험의 결과를 검증하기 위해서 HadISST 해빙농도 자료와 비교하였다. 해빙농도가 최대가 되는 3월을 겨울철을 대표하는 기간으로 해빙농도가 최소가 되는 9월을 여름철을 대표하는 기간으로 월 평균하여 비교하였다.

겨울철(3월)의 경우 그린란드 동쪽의 해빙농도가 적게 모의된 것을 제외하면 관측과 유사하게 패턴을 재현하였다. 여름철(9월)의 경우 캐나다 군도 바깥쪽까지 해빙이 분포하고 있고 농도가 크게 모의된 것을 볼 수 있다.(Fig. 4) 반면 그린란드를 기준으로 동쪽과 서쪽은 해빙을 잘 재현하고 있다. 라테프 해와 바렌츠 해 지역의 경우에는 모델에서 해빙을 과다모의하고 있으며 가장자리 경계가 다른 패턴을 보이고 있다.

실선으로 표시 한 부분은 태평양쪽 수괴에서 고온 저염분의 수괴를 구성하는

원인이 되는 지역으로 위도 70°N-80°N, 경도 130°W-165°W 위치인 알래스카 연안과 캐나다 연안, 류포트 해 지역이다. 이 지역의 해빙농도 면적은 $1.26 \times 10^6 km^2$ 이고 관측 $1.026 \times 10^6 km^2$ 과 비교 하였을 때 81.5% 유사하다. 거의 유사하게 재현을 하였으므로 북극해 수괴를 정확하게 재현하는데 큰 기여를 했을 것이다.

해빙농도와 다르게 해빙두께는 관측이 어려워 장기간의 축적된 자료가 없다. 비교를 위해서 최근 2004년부터 2008년까지 NASA(National Aeronautics and Space Administration)에서 제공하는 ICESat(Ice, Cloud, and land Elevation Satellite) 위성관측 해빙두께 자료를 사용하였다.

관측 자료를 보면 여름철, 겨울철 모두 그린란드 북부와 캐나다 군도 지역에 4m 이상의 해빙이 존재하고 러시아 연안 쪽으로 갈수록 줄어들어 전반적으로 2m 이하의 해빙이 넓게 분포하는 패턴을 보인다. 캐나다 군도 북부, 류포트 해 지역의 해빙이 가장 두껍게 존재하며 마치 혀 모양으로 존재하는 특성을 가진다.

기준 실험의 해빙두께 패턴 역시 캐나다 군도 지역에서 4m 이상의 해빙이 존재하며 전반적으로 2m 정도의 해빙이 존재한다. 해빙의 가장자리로 갈수록 줄어드는 패턴은 잘 재현하였으나 베링 해협을 통해 태평양수가 유입되는 지역인 척치 해와 동시베리아 해 연안의 해빙이 1m 이하 까지 줄어드는 패턴은 재현하지 못하였다. 정확한 해빙농도의 재현과 함께 해빙두께 패턴을 재현하는 것도 북극해 수괴 재현에 큰 영향을 미치므로 개선되어야한다. (Fig.5)

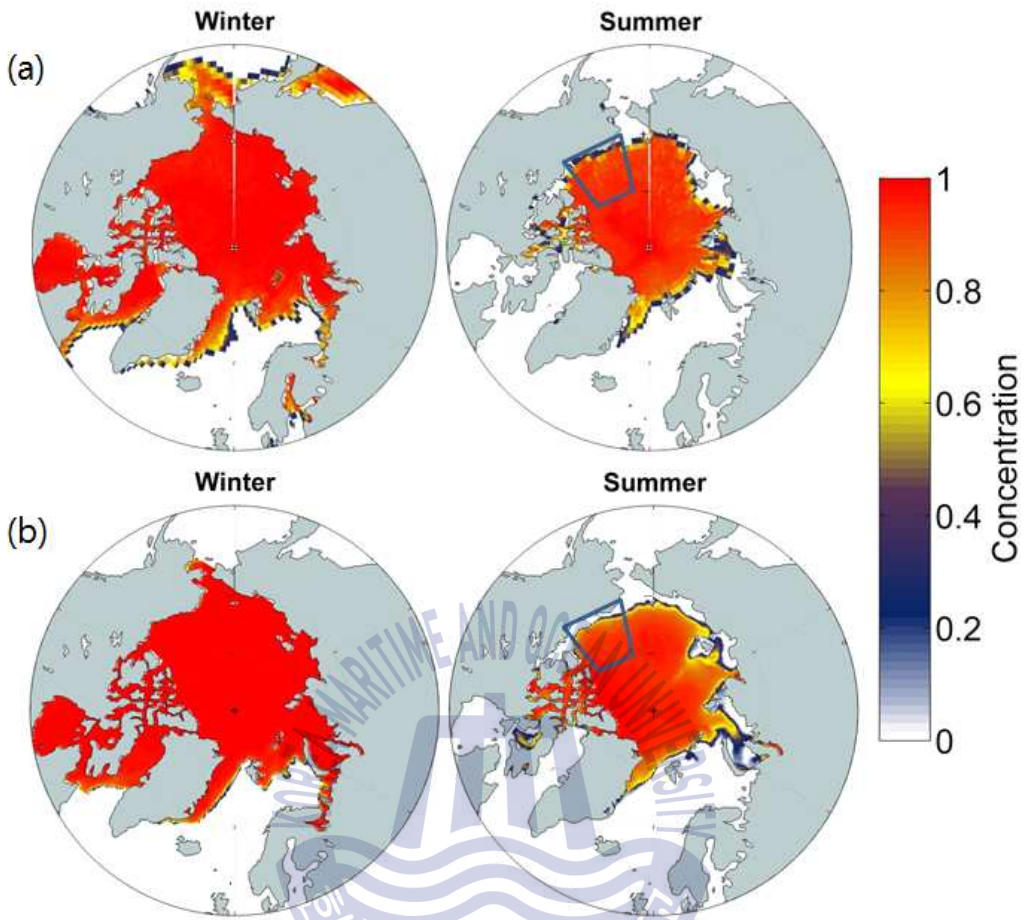


Fig. 5 겨울철(3월), 여름철(9월) 해빙농도 (a) HadISST (b) 기준 실험

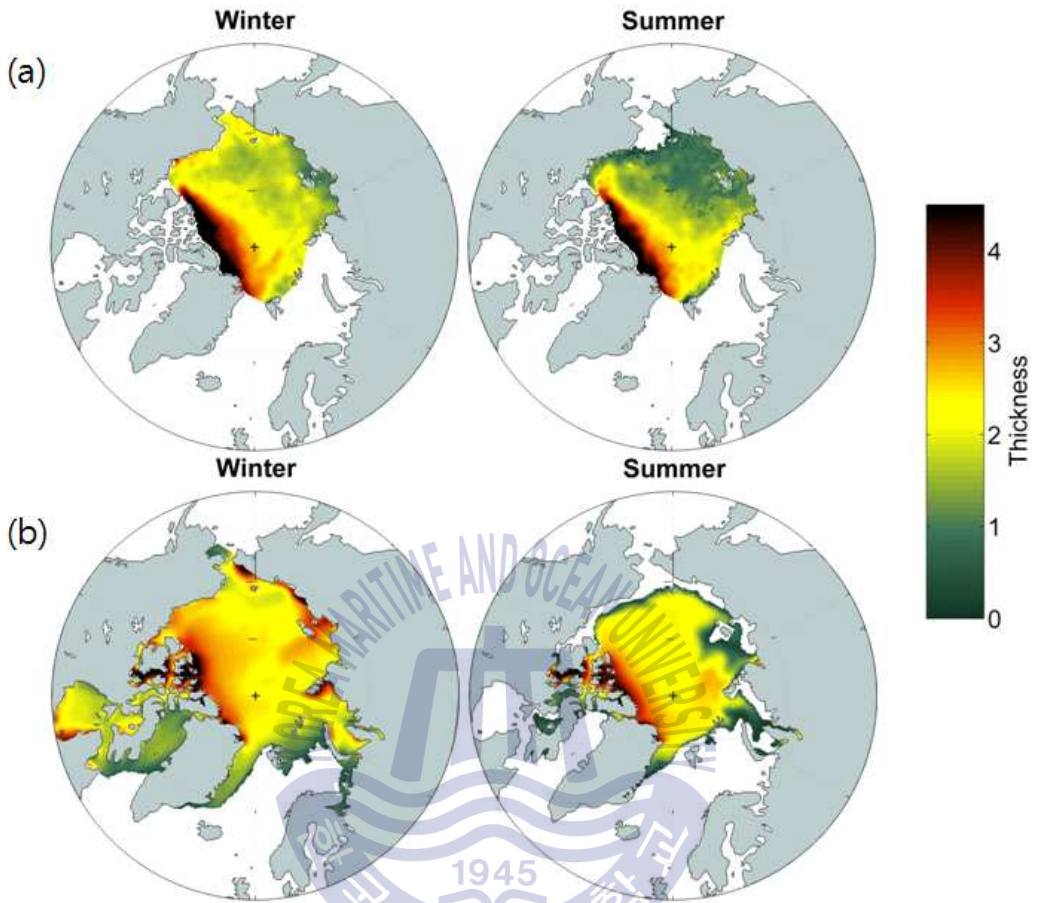


Fig. 6 겨울철(3월), 여름철(9월) 해빙두께 (a) ICESat (b) 기준 실험

3.1.2 수온 및 염분 분포

깊이 별(10m, 50m, 200m, 500m)로 기준 실험의 수온과 PHC 자료를 비교해 보았다. 10m는 표층에 가까운 깊이이고 200m는 프람 해협을 통해 대서양수가 유입되어 북극해 내부를 반시계 방향으로 순환하는(Rudels et al., 2004) 깊이이다. 500m 이하로 내려가면 북극해 내부 심층 순환의 패턴을 가진다. 따라서 특징적인 깊이의 수심으로 선정하여 비교하였다.

기준 실험과 PHC 기후값을 수온, 염분 비교에 이용하였다. 겨울철(3월), 여름철(9월) 10m 수온 분포를 보면 대서양으로부터 14℃이상의 고온의 물이 북극해 안으로 유입되고 내부는 해빙 분포를 따라 -2℃의 차가운 물이 존재하는 것을 볼 수 있다. 이는 50m까지도 유사하게 나타나는 특징으로 전반적으로 북극해 표층은 매우 차가운 물이라는 것을 알 수 있다. 10m, 50m 수온은 기준 실험과 PHC 기후값이 유사한 것을 볼 수 있다. 이러한 특징은 표층 수온을 restoring 하여 재현되었다.

200m 수심에서는 대서양수의 유입을 확인할 수 있다. 노르웨이를 따라 바렌츠 해로 들어오는 흐름은 잘 재현되었으나 프람 해협을 통과하여 라테프 해까지 전달되는 흐름은 잘 재현되지 않았다. 500m 수온 역시 북극해 내부가 차갑게 재현되었고 PHC 기후값과 차이를 보였다.(Fig. 6)

10m 염분 분포를 보면 대서양 쪽에는 35psu 이상의 높은 염분을 가지는 물이 유입되고 태평양쪽은 상대적으로 낮은 염분의 특성을 가진다. 북극해 연안의 육지에는 큰 담수의 원인이 되는 강들이 존재하고 강이 유입되는 지점에는 매우 낮은 염분의 패턴을 보인다. 겨울철(3월)보다는 여름철(9월)에 표층에 더 낮은 염분의 패턴을 보이는데 이는 강의 유입이 많아지는 시기이고 해빙이 녹아 담수의 공급이 늘어나기 때문이다.

전반적으로 기준 실험이 PHC 기후값 보다 높은 염분 패턴을 보이지만 강의 유입을 고려해 주었기 때문에 연안의 염분이 낮은 지역의 패턴은 잘 재현하였다. 바렌츠 해 연안과 동시베리아 해 연안 지역의 경우 여름철(9월)에는 비교적

저염분의 패턴이 나타나고 있지만 겨울철(3월)에는 높은 염분이 재현되는 것을 볼 수 있다.

50m 수심의 염분은 고염분의 물이 라테프 해의 위쪽까지 존재하는 것을 볼 수 있다. 또한 캐나다 군도 지역도 높은 염분의 패턴을 보이는데 바렌츠 해 연안까지도 비교적 높은 염분의 패턴을 보인다. 전반적으로 북극해 내부 혼합이 제대로 이루어지지 않은 것처럼 보인다.

앞에서 언급 했듯이 200m 수심은 대서양으로부터 북극해 내부로 고온 고염의 대서양수가 유입되는 수심이다. 대서양쪽에서부터 북극해 전반적으로 34psu 이상의 고염분의 물이 존재 하고 북포트 해에는 비교적 염분이 낮은 물이 간헐적으로 있는 패턴을 보인다. 기준 실험에서는 프람 해협을 통해 연안을 따라 전달되는 대서양수의 유입을 얇게 재현하고는 있지만 북극해 전반적으로 영향을 주지는 않으며 북포트 해에 존재하는 낮은 염분의 물이 PHC 기후값과 비교하여 조금 높게 재현되었다.

PHC 기후값의 500m 염분은 북극해 내부가 거의 동일한 염분을 가진다. 북포트해의 저염분 수괴가 500m까지 영향을 주지 않기 때문이다. 그러나 기준 실험에서는 캐나다 분지 지역의 염분이 PHC 기후값에 비해 낮게 재현되었는데 이는 성층이 약해서 영향을 준 것으로 생각된다. 역시나 개선되어야 하는 부분이다. (Fig. 7)

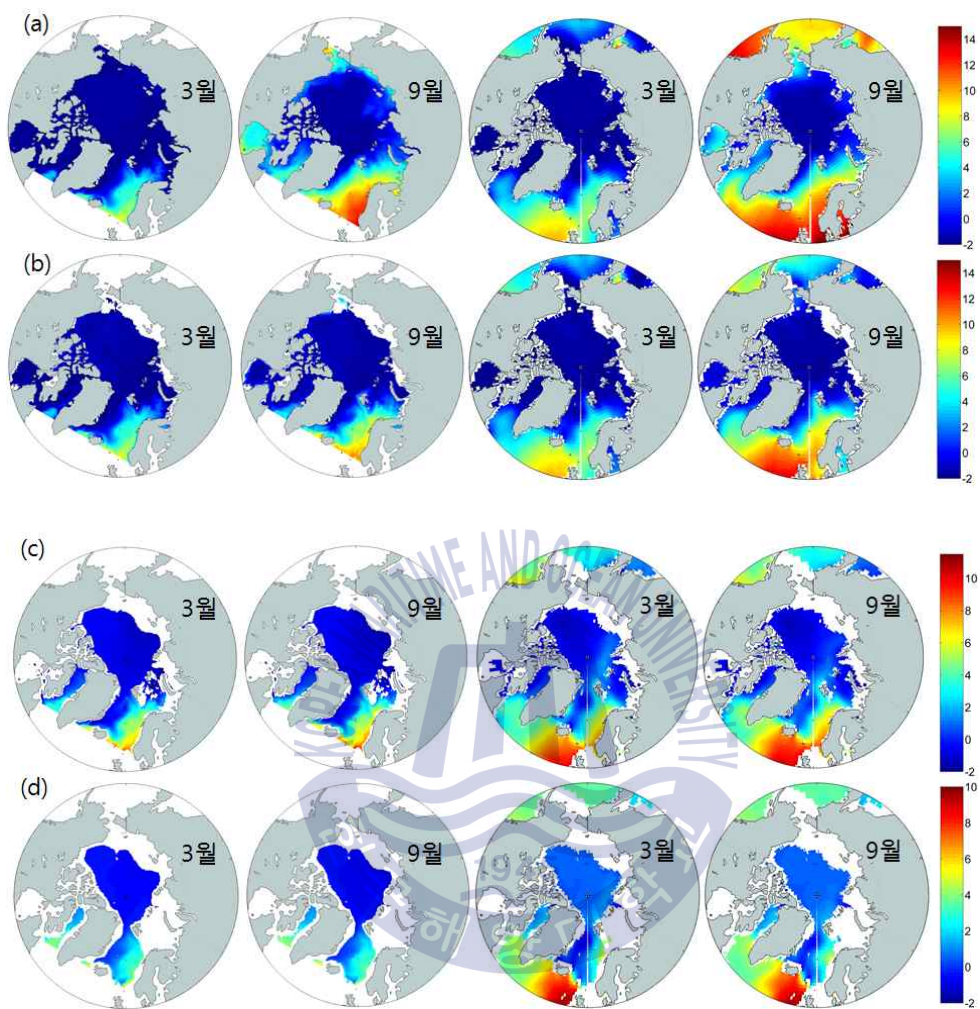


Fig. 7 겨울철(3월), 여름철(9월) 수온 분포 (a) 10m (b) 50m (c) 200m
 (d) 500m 원 쪽부터 기준 실험 3월, 9월, PHC 기후값 3월, 9월

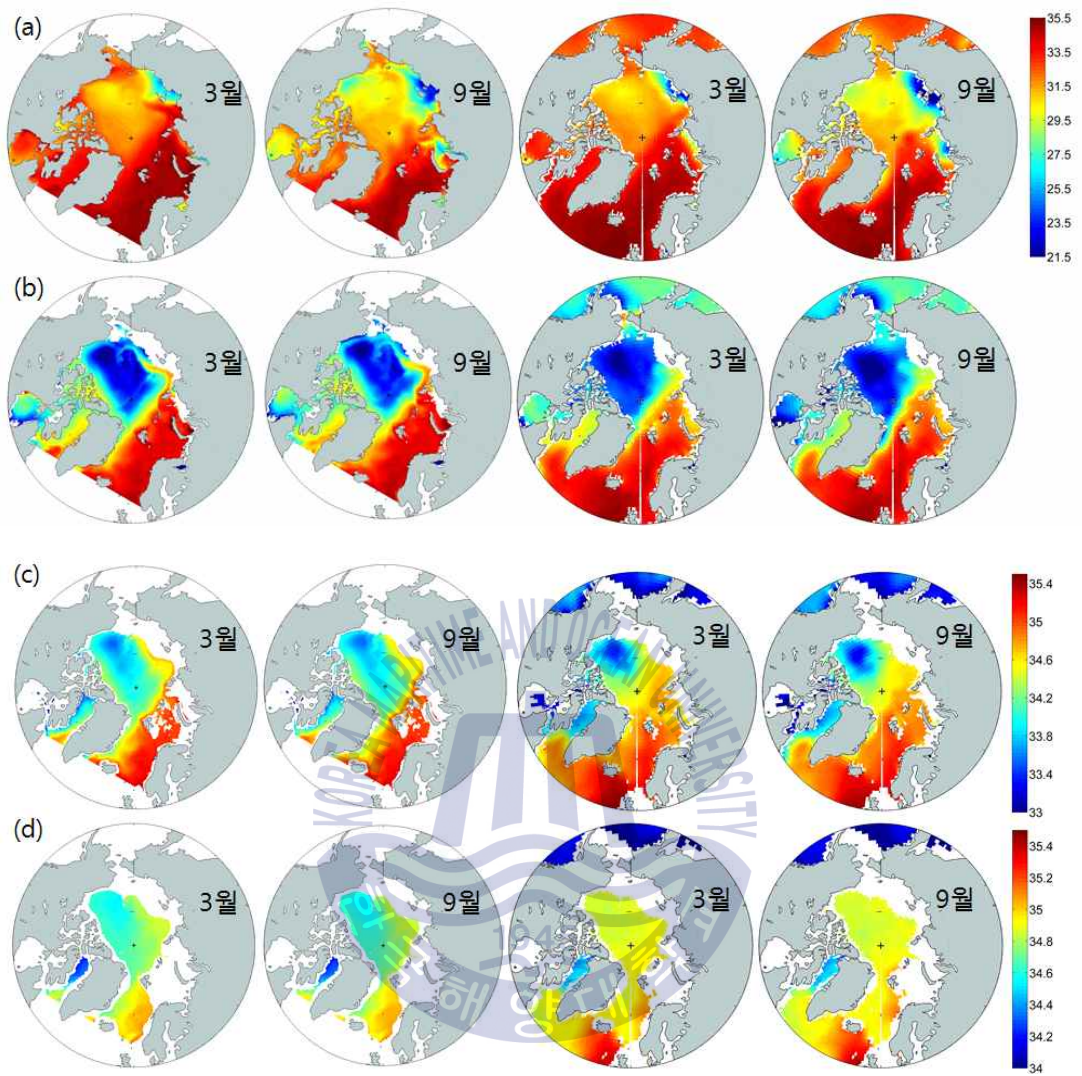


Fig. 8 겨울철(3월), 여름철(9월) 염분 분포 (a) 10m (b) 50m (c) 200m (d) 500m 원 쪽부터 기준 실험 3월, 9월, PHC 기후값 3월, 9월

3.1.3 T-S diagram 및 수괴 비교

극지연구소에서는 2010년부터 2012년 쇄빙선인 아라온호를 이용하여 북극해 내부 탐사를 하였다. Fig. 8은 2012년 아라온호를 이용한 관측 정점 지도이다. 이 지역은 위도 82°N-72°N, 경도 171°E-153°W 지역으로 뷰포트 해와 척치 해 남쪽을 포함하는 태평양쪽 북극해 지역이다.

2012년 9월 아라온 관측 자료 T-S diagram을 보면 태평양쪽 북극해 수괴 구조에 대해 볼 수 있다. 여름철 이 지역의 대표적인 수괴로는 북극해 표층에 존재하는 30psu, 0°C 이하의 Surface Mixed Layer Water(SMLW), 여름철 태평양으로부터 베링 해협을 통해 북극해로 들어와 60-130m에 존재하며 31-32psu, 0°C이상의 Pacific Summer Water(PSW), 겨울철에 유입되어 160m 부근에 존재하며 약 33psu, -1.5°C의 Pacific Winter Water(PWW), 200m이하에서 대서양으로부터 프람 해협을 통과하여 태평양쪽 북극해까지 전달되며 약 33.8psu, 0.5-1°C의 Atlantic Water(AW)가 있다.

기준 실험과 비교해보면 저염분, 0°C이상의 물이 잘 재현되지 않았다. 대서양수의 유입 역시 Fig. 8지역까지 전달되지 못하고 있으며 29.5psu 이하 염분을 전혀 재현하지 못하고 있다. (Fig. 9)

T-S diagram과 동일한 지점에 수온, 염분 연직 구조를 비교해 보았다. 수온의 경우 표층 restoring으로 표층의 수온이 관측과 거의 유사하지만 50m수심에서 온도가 높아지는 것을 재현하지 못했다. 또한 전반적으로 관측에 비해 수온을 낮게 재현하였다. (Fig. 10 (a))

염분의 경우 표층의 염분을 낮게 재현하였지만 관측에 비하여 조금 높은 염분을 재현하였다. 표층 염분 restoring 자료를 확인하고 개선해야 할 필요가 있다. 태평양쪽 북극해의 2개의 염분 약층을 가지는 구조가 재현되기는 했으나 매우 작게 보이고 성층화가 뚜렷하지 않다. (Fig. 10 (b))

Fig. 11 (c)지역은 뷰포트 환류의 가운데를 지르는 지역으로 캐나다 분지와 북극점을 포함한다. Fig. 11 (a), (b)는 이 지역 단면의 염분 구조를 그린 것으로

PHC 기후값과 비교하였다. Proshutinsky et al., (2002)에서는 뷰포트 환류가 강화되는 겨울철에 캐나다 분지의 해빙 아래 저염분 수괴($S < 31.5$ psu)가 간헐적으로 있는 모양을 가지며 혼합층의 수괴가 아래층에 영향을 미쳐 염분약층의 깊이를 깊게 만드는 효과를 준다고 하였다.

PHC 기후값과 기준 실험 모두 계절적 특징을 잘 재현하였다. 하지만 PHC 기후값과 비교하여 여름철에는 혼합층에 저염분 수괴가 간헐적으로 있는 모양은 잘 재현되지 않았고 캐나다 분지 지역에 20m에서 50m 수심의 염분이 높게 재현되었다. 또한 여름철과 겨울철에 수심 50m에서 150m에 나타나는 캐나다 분지 근처의 염분약층의 패턴이 잘 재현되지 않았다. (Fig. 11)



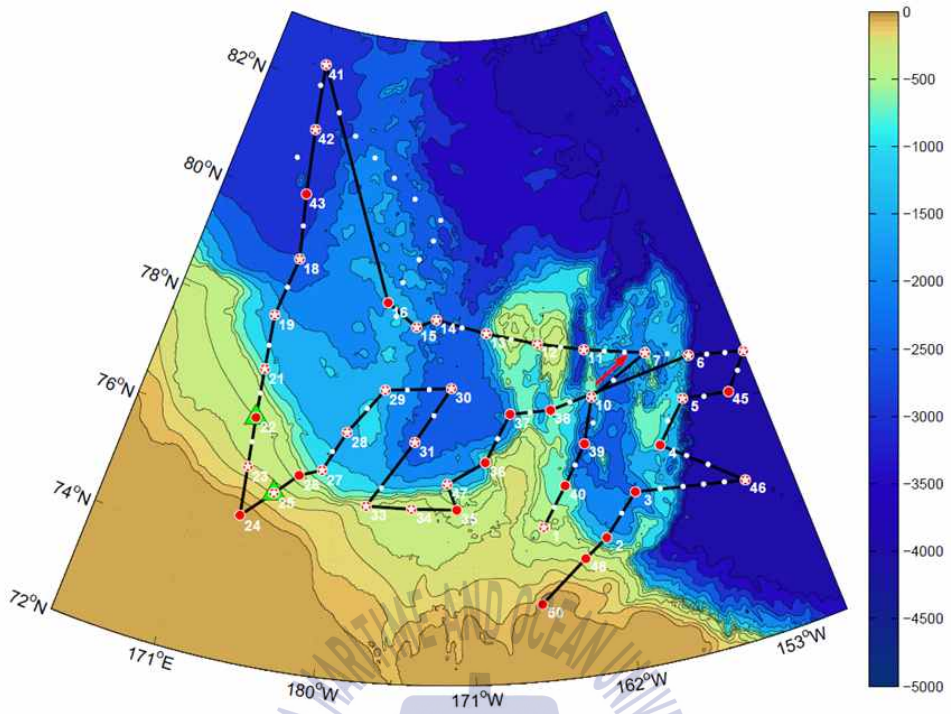


Fig. 9 2012년 9월 북극해 아라온 관측 정점 지역

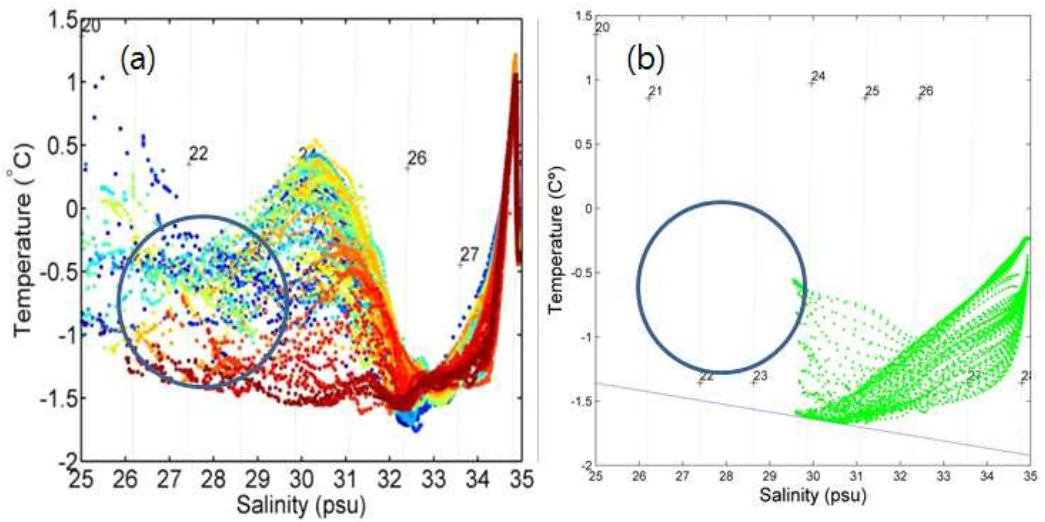


Fig. 10 9월 T-S diagram (a) 2012년 아라운 관측 결과 (b) 기준 실험

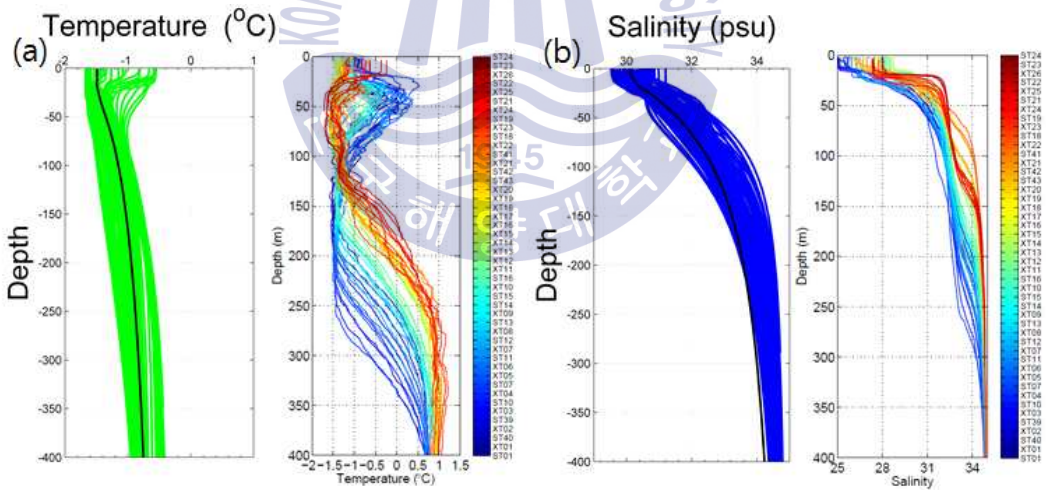


Fig. 11 9월 연직구조 프로파일 (a) 수온 (b) 염분 각각 왼 쪽은 기준 실험
오른 쪽은 2012년 아라운 관측 결과

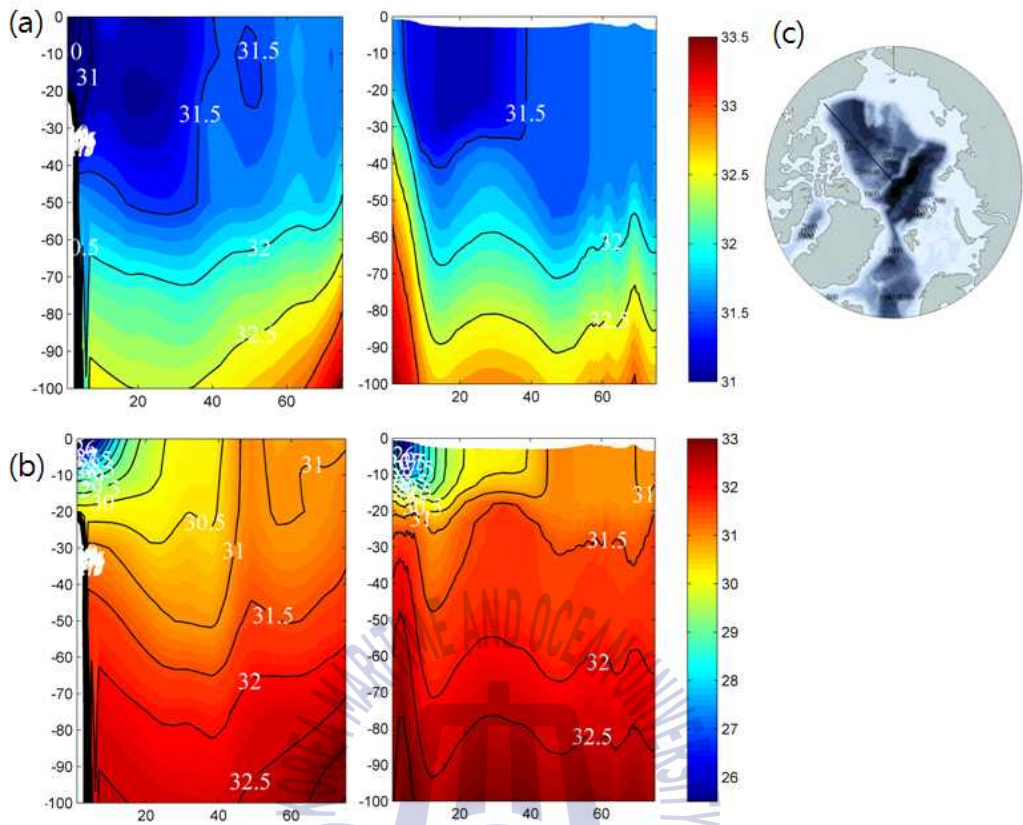


Fig. 12 (a) 겨울철(3월) PHC 기후값, 기준 실험 염분 수직 단면 (b) 여름철(9월) PHC 기후값, 기준 실험 염분 수직 단면 (c) 염분 수직 단면

3.2 실험1

3.2.1 해빙 비교

실험 1번은 초기 해빙 조건을 크게 주어 북극해 수괴 재현에 어떠한 영향을 미치는지 보기위해 수행하였다. 기존 실험의 초기 해빙두께 조건은 1m, 실험 1번에서는 10m로 설정하였다.

Fig. 12는 실험이 진행되는 동안 해빙두께 패턴을 나타낸 그림으로 컬러 스케일은 Fig. 5와 동일하다. 실험 1번의 1년째에는 초기 해빙이 두껍게 재현되었지만 실험이 진행되는 동안 해빙두께가 줄어드는 것을 확인하였다. 실험 10년째 결과부터는 기존 실험과 실험 1번의 해빙두께 패턴이 유사하게 재현되었다. (Fig. 12)

겨울철(3월) 해빙유속의 경우 프람 해협을 통해 대서양쪽으로 유출되거나 캐나다 군도를 통해 대서양쪽으로 빠져나간다. 또한 태평양쪽으로는 뷰포트 해 앞에서 시계방향으로 돌면서 베링 해협을 통해 해빙이 빠져나가는 패턴을 보인다. 여름철(9월)에는 반시계 방향으로 돌면서 캐나다 군도를 통해 빠져나가거나 프람 해협을 통해 빠져나가는 패턴이 강하게 나타난다. (Fig. 13)

기존 실험과 실험 1번의 여름철(9월) 해빙유속과 해빙농도 차이를 보면 차이가 작은 것을 볼 수 있다. (Fig. 14) 초기 해빙두께 조건을 크게 주더라도 실험이 진행 될수록 해빙유동 계수, 대기 강제력, 표층 수온 등의 요인에 의해 영향을 받아 해빙농도와 해빙유속이 큰 차이를 보이지 않은 것으로 생각된다.

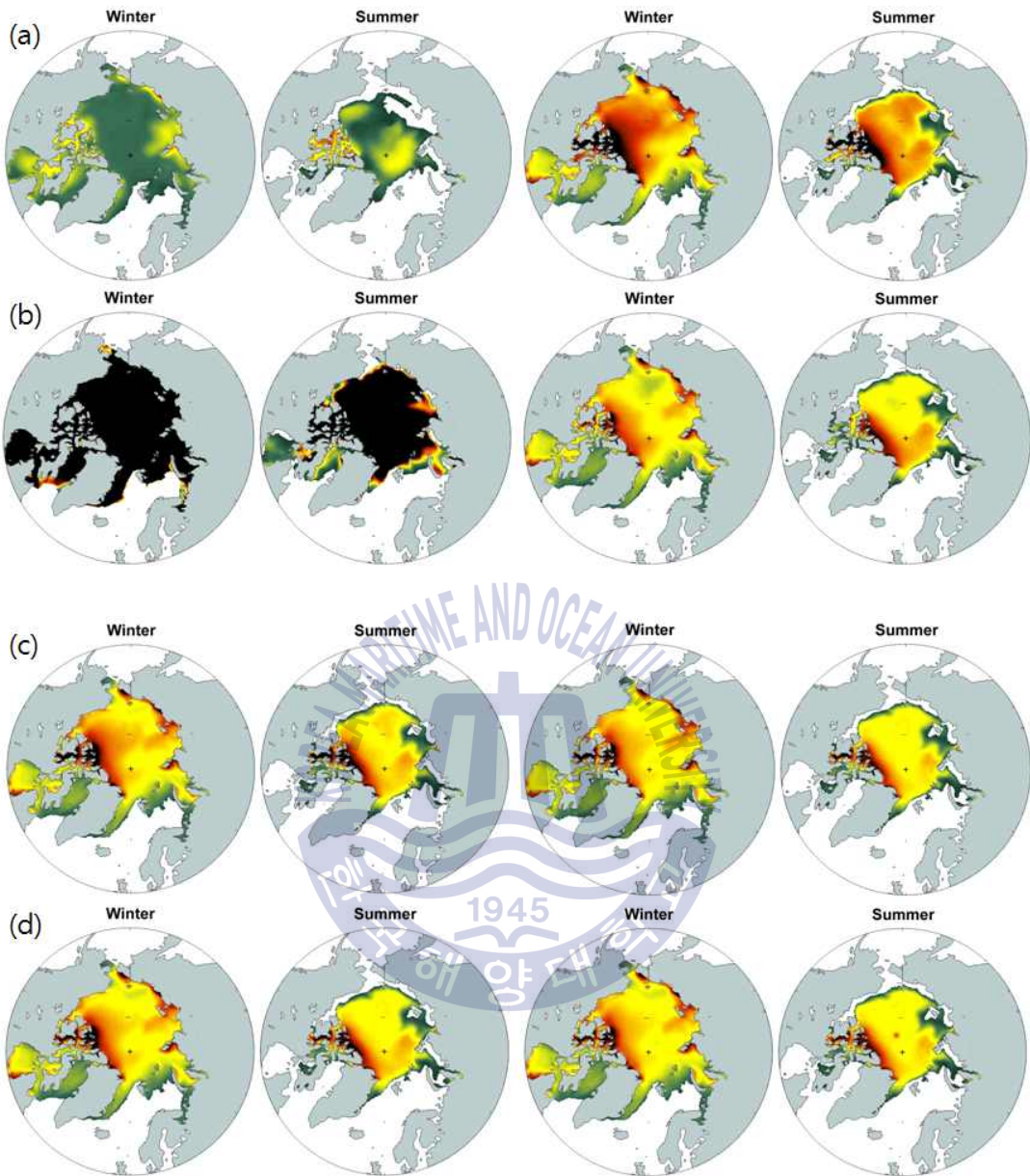


Fig. 13 해빙두께 변화 (a) 기준 실험 1년 겨울철, 여름철, 5년 겨울철, 여름철
 (b) 실험 1번 1년 겨울철, 여름철, 5년 겨울철, 여름철 (c) 기준 실험 10년
 겨울철, 여름철, 20년 겨울철, 여름철 (d) 실험 1번 10년 겨울철, 여름철, 20년
 겨울철, 여름철

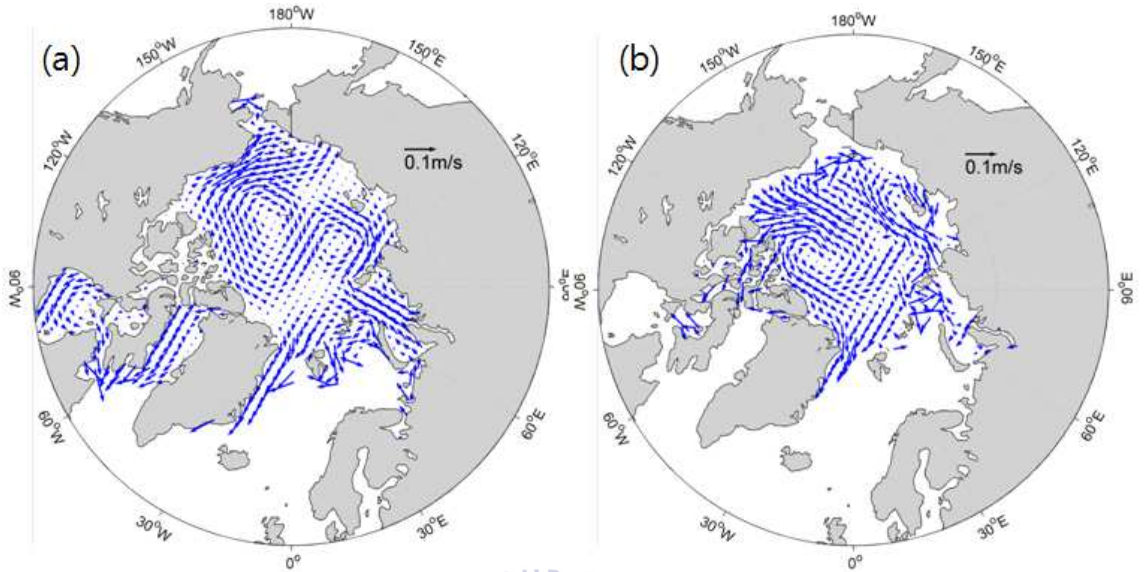


Fig. 14 실험 1번 해빙유속 (a) 겨울철(3월) (b) 여름철(9월)

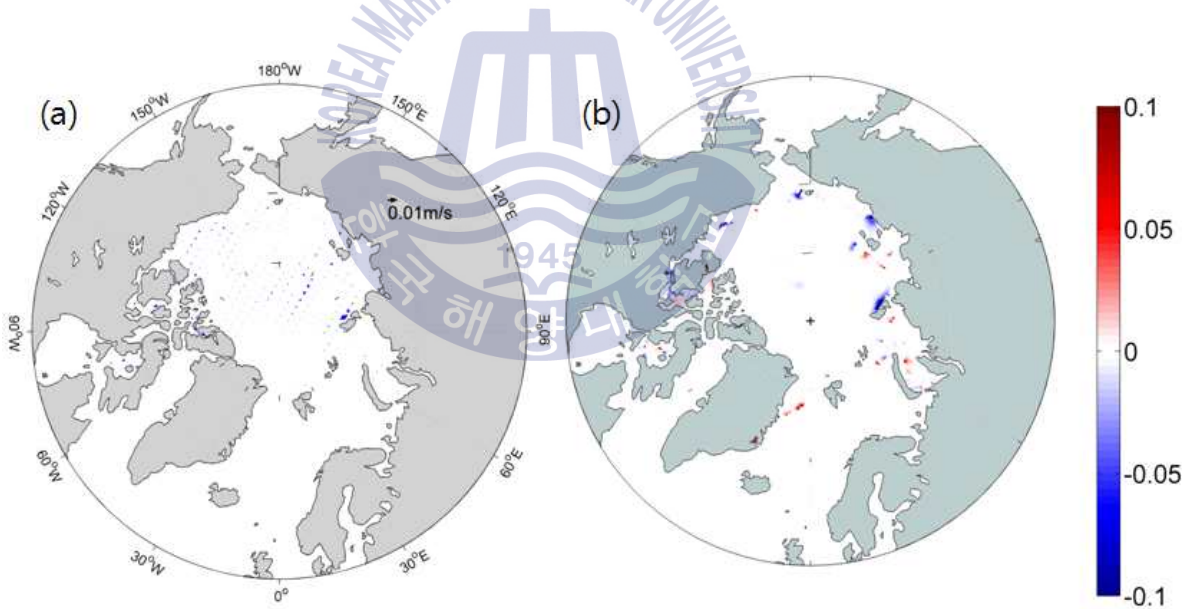


Fig. 15 여름철(9월) 기준 실험과 실험 1번 차이 (a) 해빙유속 (b) 해빙농도

3.2.2 T-S diagram 및 수괴 비교

실험 1번의 20년째 여름철(9월) 결과를 기준 실험과 동일하게 2012년 아라온 관측 정점의 T-S diagram을 비교하였다. 실험 1번에서도 30-32psu, -0.5°C 이하의 수괴는 잘 재현되었지만 29.5psu 이하의 수괴는 재현되지 않았다. 기준 실험과 거의 차이가 나지 않았다. (Fig.15 (a))

10m 수심의 염분 차이를 살펴보았는데 부분적으로 증가, 감소하는 지역이 있었다. 특히 겨울철(3월)에는 라테프 해에서 염분 차이가 생겼고 여름철(9월)에는 라테프 해와 카라 해를 포함한 유라시안 북극해 연안에서 염분 차이가 생겼다. 하지만 그 차이가 크지는 않다. (Fig.15 (b))

Fig. 16 에서는 기준 실험에서 비교한 지역과 동일한 지역에서 여름철(9월)의 염분 수직 단면을 비교하였다. 실험의 초기인 5년째 결과에서는 캐나다 분지 지역에 31.5psu 이하의 저염분 수가 많이 생성된 것을 볼 수 있다. 이는 해빙이 녹으면서 생긴 물이 원인이 되어 캐나다 분지 지역에 저염분 수를 공급하였고 그래서 염분 약층의 깊이가 깊어졌다. 하지만 실험 20년째 결과에서는 염분이 기준 실험과 거의 차이가 나지 않았다. (Fig. 16)

다음은 북극해 내부의 수심 1000m 이하의 담수용량을 비교했다. 식은 다음과 같고 단위는 m이다. (Steiner et al. 2004)

$$H = \int_0^{1000\text{m}} \frac{S_r - S}{S_r} dz, \quad S_r = 34.8\text{psu}$$

Fig. 17은 기준 실험과 실험 1번의 20년째 결과를 이용하여 담수용량을 계산하였다. 기준 실험과 실험 1번의 담수용량을 보면 캐나다 분지 지역의 20m 정도의 담수를 재현했지만 둘의 차이가 거의 없는 것을 볼 수 있다. 실험 1번의 담수용량의 총합은 $90,990\text{km}^3$ 으로 기준 실험의 담수용량의 총합 $91,386\text{km}^3$ 보다 작게 재현되었다. (Fig. 17)

다음은 모델영역 경계에서 담수용량을 비교해보았다. 태평양쪽 경계에서는 전체적으로 수송량이 유입되었고 대서양쪽 경계에서는 수송량이 유출되었다.

Fig. 18은 대서양쪽 경계에서의 담수용량 변화를 실험이 진행되는 시간에 따라 나타냈다. 담수용량을 계산한 식과 기준 염분은 Fig. 17과 동일하다. 초기에는 실험 1번의 담수가 기준 실험에 비해 크게 모의되었지만 실험이 진행되면서 담수가 줄어들어 기준 실험과 실험 1번의 담수용량이 비슷해지는 것을 확인하였다. 실험 1번의 경우 초기와 비교하여 마지막 년에 약 $70\text{km}^3/\text{yr}$ 의 담수가 유실되었고 기준 실험의 경우 초기와 비교하여 약 $30\text{km}^3/\text{yr}$ 의 담수가 유실되었다. (Fig. 18)



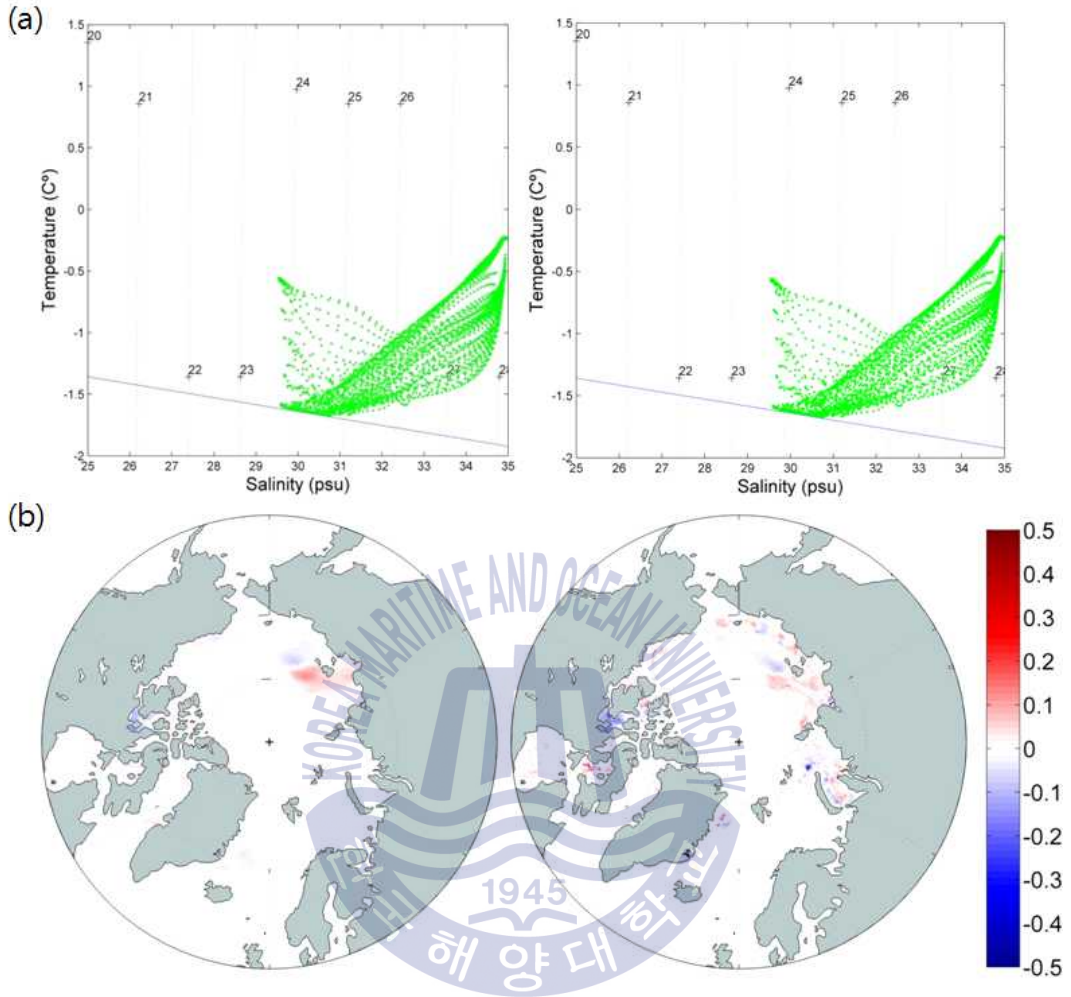


Fig. 16 (a) 여름철(9월) 기준 실험과 실험 1번 T-S diagram (b) 기준 실험과 실험 1번 10m 염분 차이 겨울철(3월), 여름철(9월)

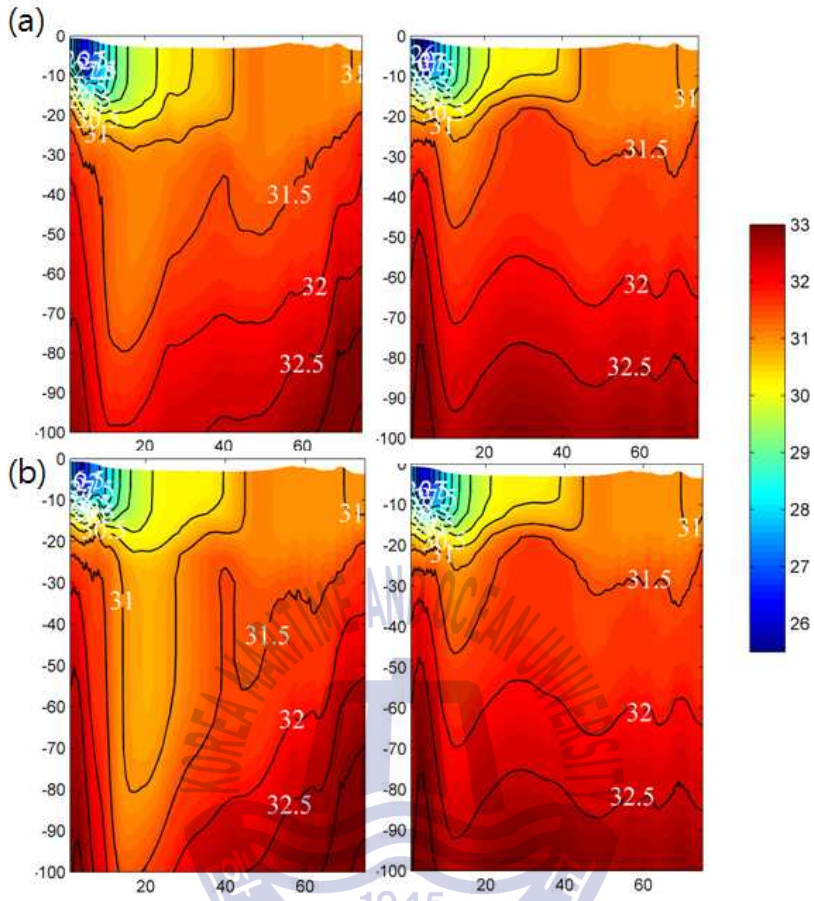


Fig. 17 여름철(9월) 염분 수직 단면 (a) 기준 실험의 5년째 결과, 20년째 결과 (b) 실험 1번 5년째 결과, 20년째 결과

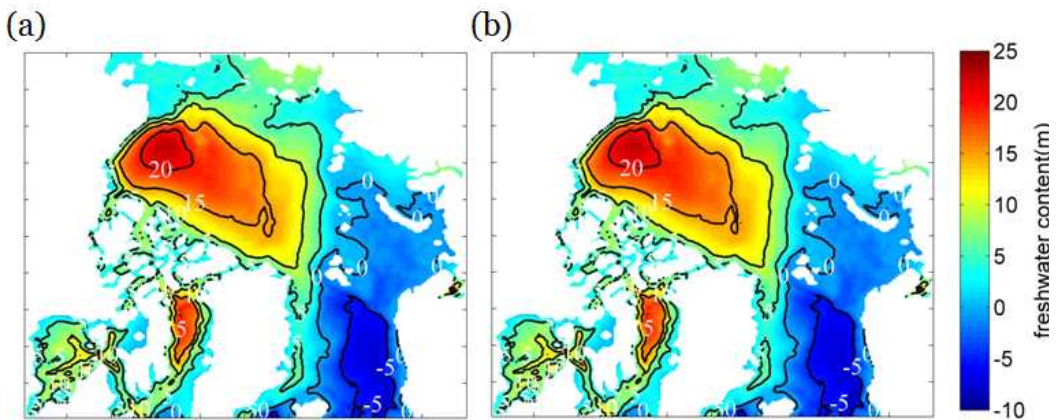


Fig. 18 1000m 이하 담수용량 (a) 기준 실험 (b) 실험 1번

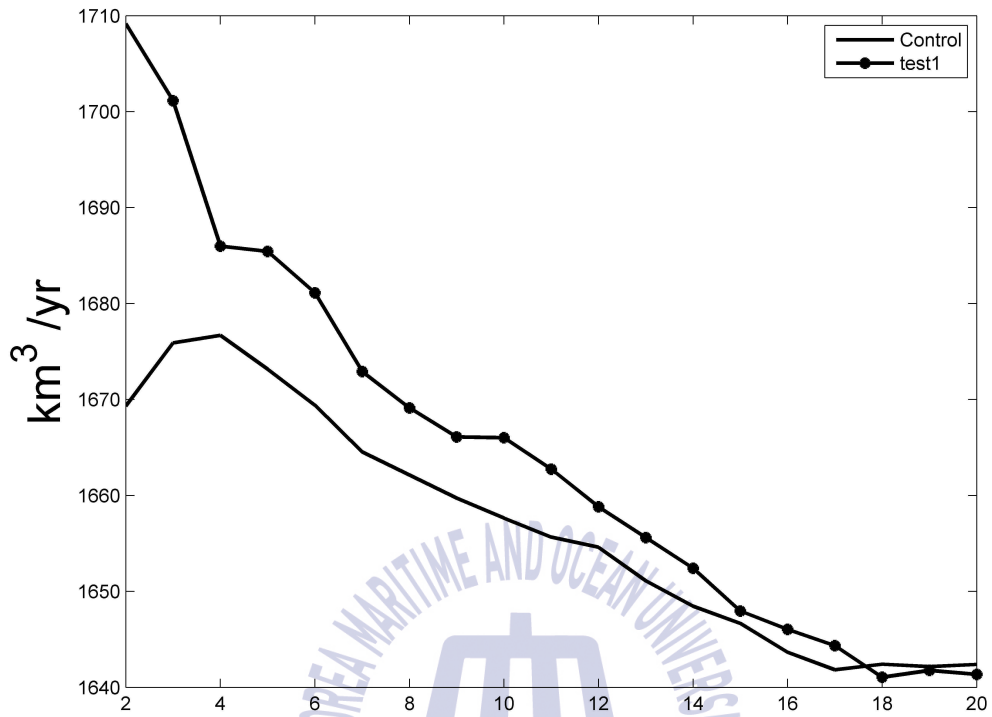


Fig. 19 기준 실험과 실험 1번의 경계에서 담수용량 변화

3.3 실험2

3.3.1 강 유입 조건

기준 실험에서 북극해 큰 강 8개(Mackenzie, Yukon, Kolyma, Lena, Yenisey, OB, Perchora, Sv. Dvina)대하여 유입을 고려하였다. 북극해는 전 세계에서 나일 강 다음으로 큰 강이 유입되는 해역으로 모델을 구성할 때 강을 고려해주는 것은 매우 중요하다. 북극해에서 강의 역할은 북극해 내부로 담수를 공급하여 표층 염분을 낮추는 역할을 할 뿐만 아니라 시계방향으로 순환하는 표층 연안 흐름과 해빙 유속을 증가시킨다. (Fig. 19 (b))

해빙두께의 경우 겨울철에는 북극해 전반적으로 증가하였고 카라 해 지역은 감소하였다. 여름철 라테프 해, 카라 해 지역의 해빙두께가 감소한 반면 북극해 중앙의 해빙두께는 증가하였다. 이 지역은 Lena 강, Yenisey 강, OB 강이 유입되는 지역으로 북극해 강유량 중에서 상위 1,2,3번째로 유입량이 많은 강이다. 강의 유입으로 인해 해빙보다 높은 온도의 물이 유입되어 해빙이 녹았고 낮은 염분의 물이 담수가 되어 해빙두께를 증가시켰다. (Fig. 19 (a))

8개의 강으로 부터 담수 공급은 $\sim 11 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{yr}$ 로 북극해 전체 강유량의 90%를 차지하는 양이다.(Prange et al., 2003) 본 연구에서는 M. Prange a, R. Gerdes (2005)에서 계산한 북극해 총 강유량 $3,159 \text{ km}^3/\text{yr}$ 에서 8개 강의 강유량 $2,308 \text{ km}^3/\text{yr}$ 를 빼고 나머지 차이를 비점원 담수로 고려했다. 실험 2번에서는 측정되지 않은 비점원 담수가 많을 것 이라 생각하여 Runoff를 증가시켜 실험하였다. 언급한 비점원 담수는 육지에서 배출되는 생활수나 지하수, 육지로 떨어진 비가 강을 통하거나 육지를 통해서 유입된다는 가정이다.

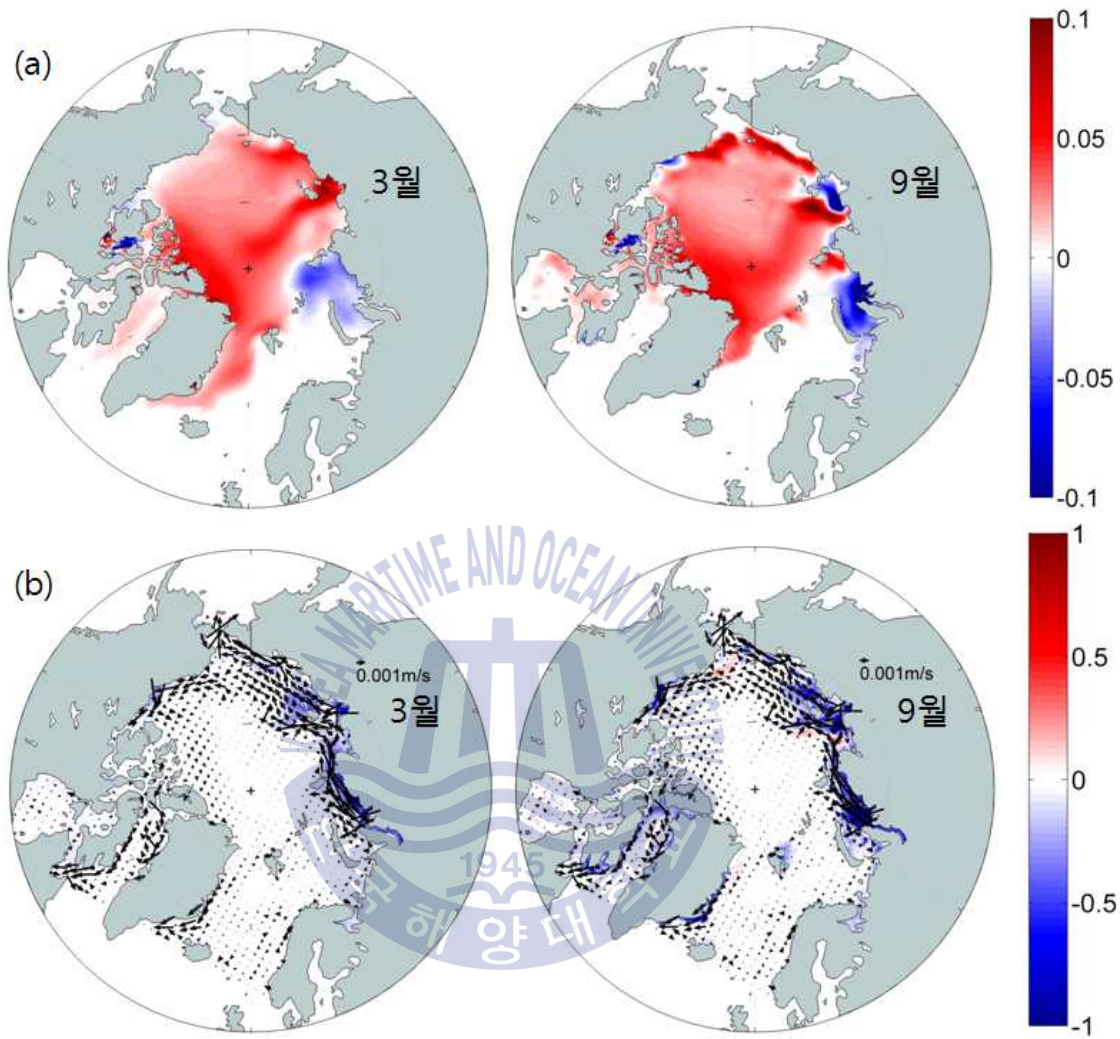


Fig. 20 강 유입을 고려하지 않은 실험과 강 유입을 고려한 실험 차이 (a) 해빙 두께 겨울철(3월), 여름철(9월) (b) 10m 염분 및 유속 겨울철(3월), 여름철(9월)

3.3.2 해빙 비교

3.3.1에서 강의 유입으로 인한 효과로 해빙두께와 염분, 유속이 증가하는 효과를 보았다. 이번에는 실험 2번에서 Runoff의 증가에 따른 효과를 비교하였다. 먼저 해빙두께 차이를 보면 기준 실험과 비교하여 부분적으로 증가하거나 감소하는 지역이 있었다. 감소하는 지역보다 증가하는 지역이 많았는데 Runoff의 증가로 인해 담수가 증가하여 해빙두께를 더해주는 효과가 나타났다. 특히 카라 해 지역은 OB 강과 Yenisey 강이 유입되는 지역으로 해빙보다 따뜻한 담수의 유입이 이 지역의 해빙두께를 감소시키는 원인이 되었다. (Fig. 20)

기준 실험과 비교하여 해빙농도 역시 부분적으로 증가하거나 감소하였는데 특히 여름철(9월)의 해빙농도의 변화가 크게 나타났다. 해빙두께가 감소한 지역인 카라 해 지역은 해빙농도 역시 감소하였다. 그리고 Lena 강이 유입되는 지점인 라테프 해 지역의 해빙농도도 감소하였다. (Fig. 21 (a))

해빙의 두께와 농도 변화로 인해 해빙유속 또한 변화하였다. 기준 실험과 비교하여 북극해 중앙에서 반시계 방향으로 회전하는 흐름이 강해졌다. 또한 겨울철(3월), 여름철(9월) 모두 해빙 가장자리의 흐름이 강해졌다. (Fig. 21 (b))

Runoff가 증가하면서 해빙에 미치는 영향을 확인하였다. 담수 공급이 늘어나면서 북극해 중앙은 해빙두께가 늘어나고 유입되는 지점에서는 강의 온도 때문에 해빙이 녹게 된다. 해빙농도 역시 해빙 가장자리에 영향을 받아 증가하거나 감소한다. 그 결과 해빙유속이 영향을 받아 다음과 같은 모양의 해빙이 만들어졌다.

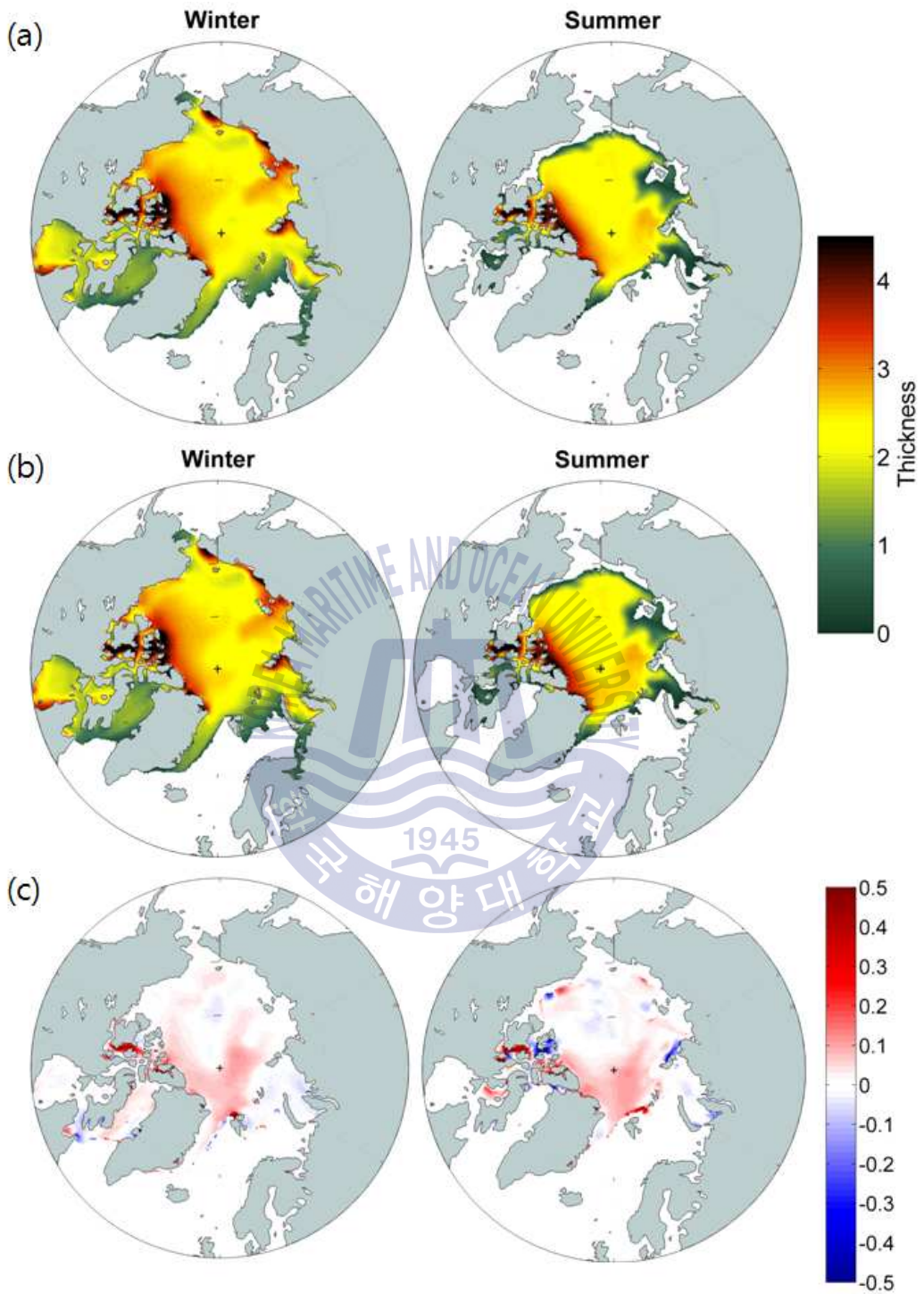


Fig. 21 해빙두께 겨울철(3월), 여름철(9월) (a) 기준 실험 (b) 실험 2번 (c) 기준 실험과 실험 2번 차이

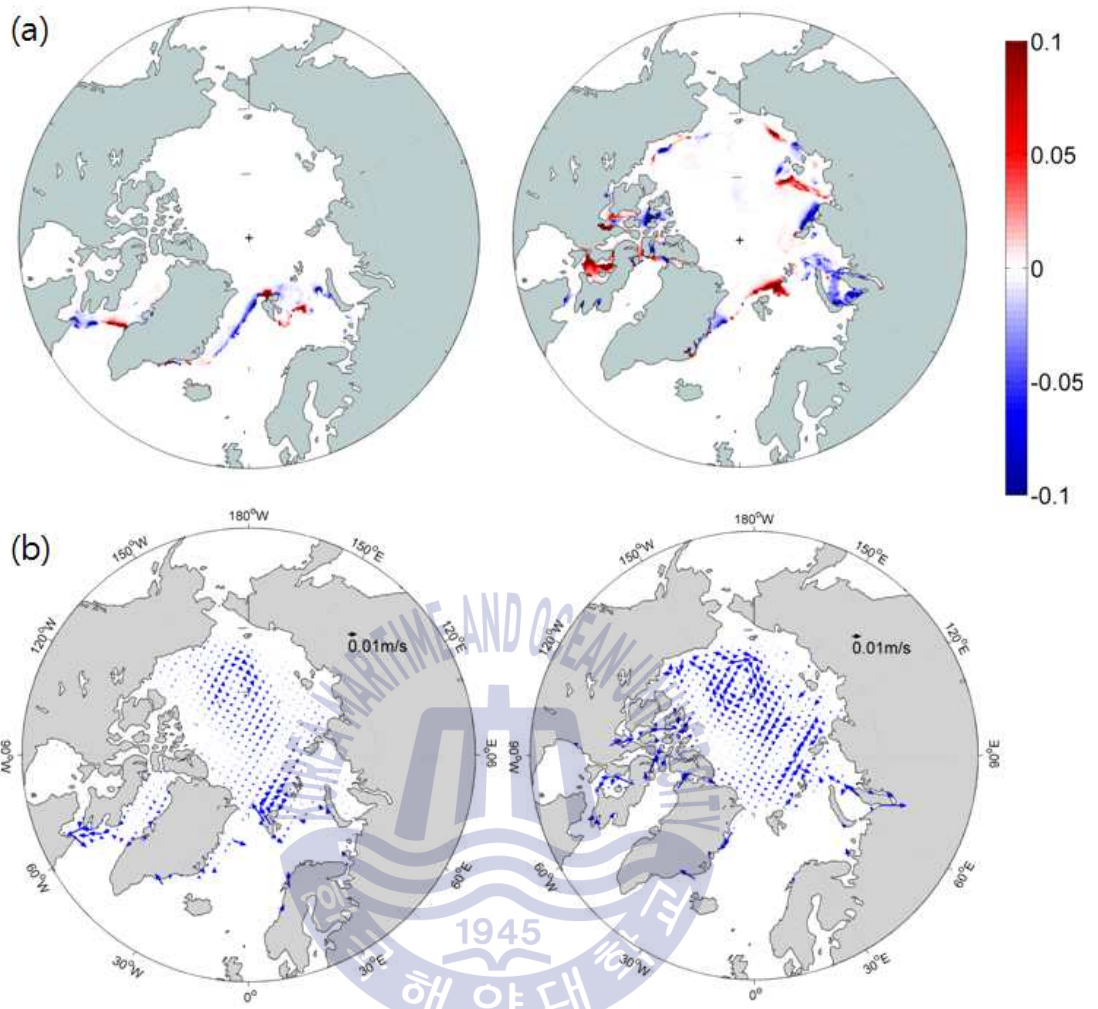


Fig. 22 겨울철(3월), 여름철(9월) 기준 실험과 실험 2번 차이 (a) 해빙농도 (b) 해빙유속

3.3.3 T-S diagram 및 수괴 비교

2012년 9월 아라온 관측 정점에서의 T-S diagram과 연직구조 프로파일을 비교했다. 실험 2번의 T-S diagram을 보면 34psu, -0.5°C 의 수괴가 개선된 것을 볼 수 있다. 30psu, -0.5°C 의 수괴 역시 기준 실험에 비해 개선된 것을 볼 수 있다. 하지만 여전히 29.5psu 이하의 수괴는 재현하지 못했다. (Fig. 22 (a))

같은 정점에서 연직구조 프로파일을 보면 수온의 경우 기준 실험에 비해 200m 이하 수심에서 낮아진 것을 볼 수 있다. 염분의 경우 기준 실험에 비해 50m부터 150m 수심의 일부 정점에서 낮아진 것을 볼 수 있다. 검은색 실선은 평균값을 의미한다. (Fig. 22 (b))

기준 실험과 실험 2번의 10m 표층 염분 차이를 비교해보았다. Runoff의 증가로 담수가 증가하여 연안에서 염분이 감소한 것을 볼 수 있다. 특히 그린란드와 캐나다 군도, 바렌츠 해와 카라 해, 라테프 해, 스발바드 섬과 노르웨이 연안에서 표층 염분이 특히 낮아졌다. 반면 류포트 해와 알래스카 연안은 Runoff가 증가했다고 표층 염분이 많이 낮아지지 않았다. (Fig. 22 (c))

기준 실험에서 비교한 지역과 동일한 지역 (Fig. 11 (c))에서 염분 수직 단면을 비교하였다. 역시 기준 실험과 동일하게 겨울철(3월)의 혼합층의 해빙아래 저염분 수괴가 간헐적으로 잘 재현되었다. 특히 겨울철(3월)의 혼합층에서 31.5psu 이하의 저염분 수가 증가한 것을 확인하였다. 여름철(9월) 에도 캐나다 분지 근처에서 염분약층의 깊이가 깊어진 것을 확인하였다. (Fig. 23)

실험 2번에서도 Steiner et al. (2004)의 식을 이용하여 수심 1000m 이하의 담수용량을 PHC 기후값과 비교하였다. Fig. 17의 기준 실험, 실험 1번과 비교하여 류포트 해 지역의 담수용량이 증가한 것을 확인하였고 캐나다 분지 지역에 모여 있는 패턴이 개선되어 PHC 기후값과 유사한 담수패턴을 재현하였다. (Fig. 24) 실험 2번의 담수용량의 총합은 $96,329\text{km}^3$ 으로 PHC 기후값의 담수용량의 총합 $88,489\text{km}^3$ 보다 크게 재현되었다.

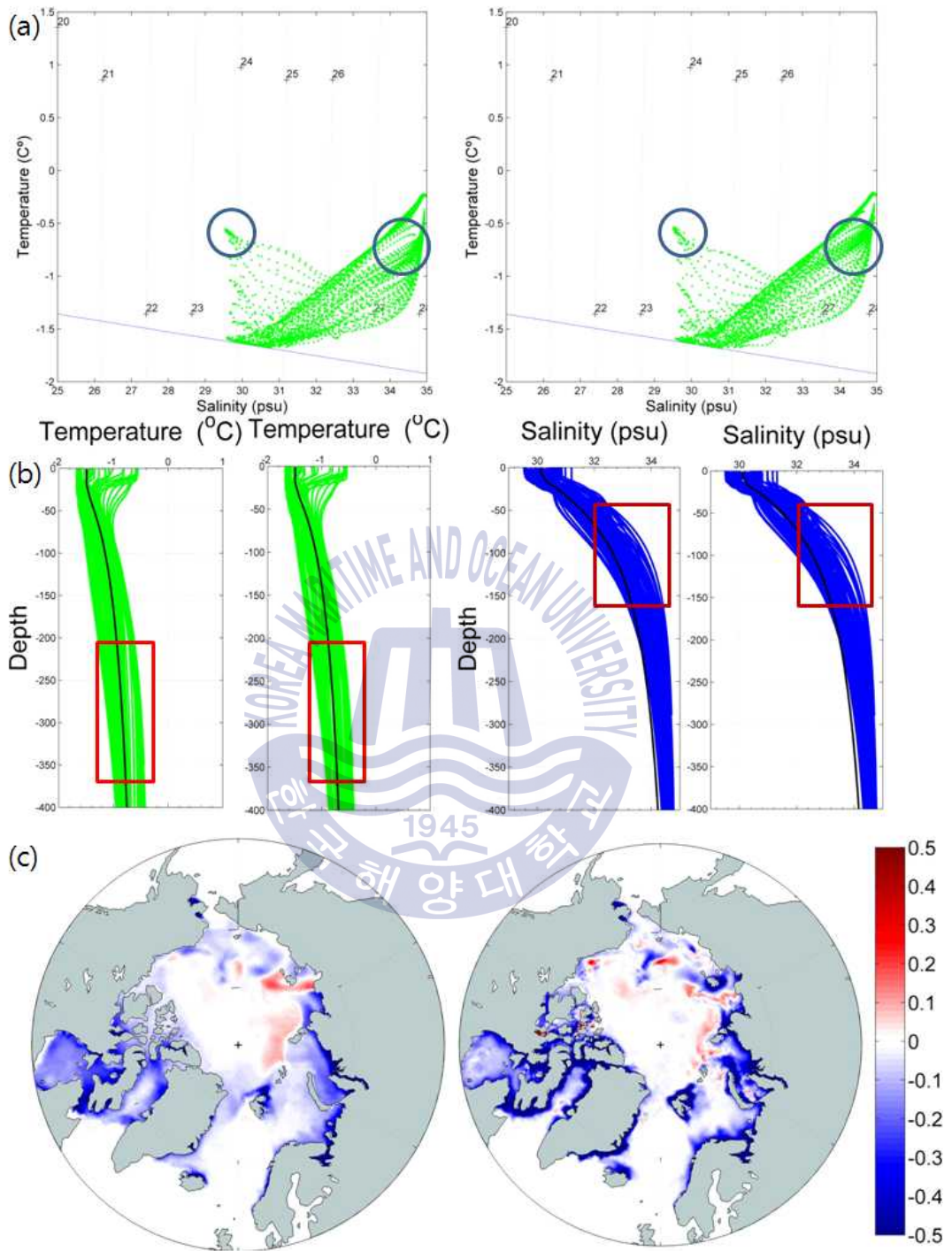


Fig. 23 (a) 여름철(9월) 기준 실험과 실험 2번 T-S diagram (b) 여름철(9월) 기준 실험과 실험 2번 연직 구조 프로파일 (c) 기준 실험과 실험 2번 10m 염분 차이 겨울철(3월), 여름철(9월)

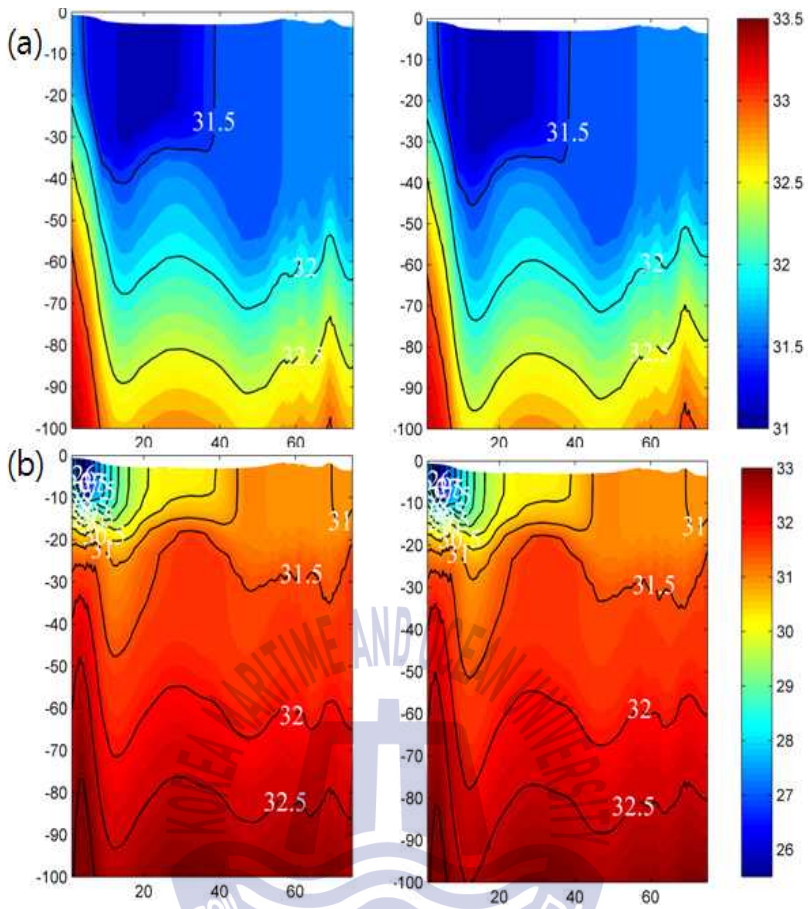


Fig. 24 (a) 겨울철(3월) 염분 수직 단면 기준 실험, 실험 2번
 (b) 여름철(9월) 염분 수직 단면 기준 실험, 실험 2번

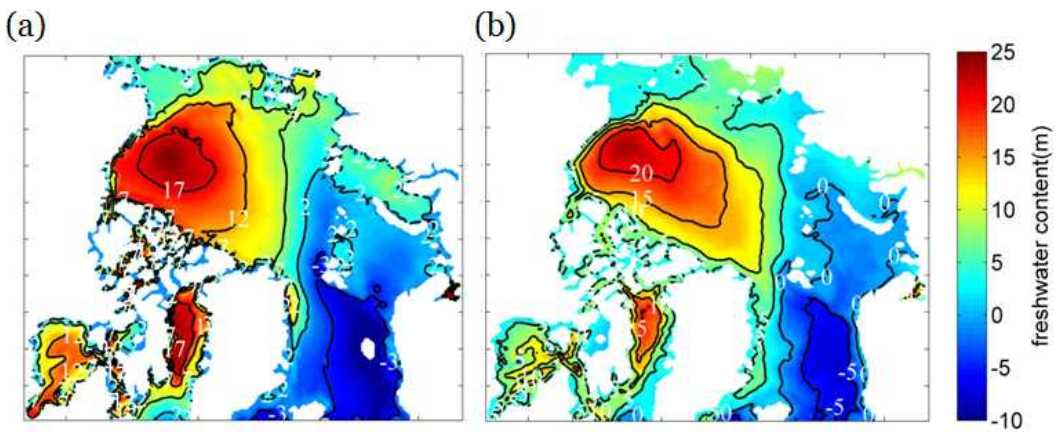


Fig. 25 1000m 이하 담수용량 (a) PHC 기후값 (b) 실험 2번

3.4 실험3

3.4.1 해빙 비교

실험 2번에서는 육상에 기인한 비점원 담수의 증가로 인한 효과를 확인하였다. 실험 3번에서는 실험 2번의 조건에 대기를 통해 북극해로 유입되는 강수량 조건을 증가시켜 실험을 수행하였다. 해빙농도 면적 그림을 보면 겨울철(3월)과 여름철(9월) 모두 실험 2번에 비해 감소한 것을 볼 수 있다. 겨울철(3월)에는 바렌츠 해와 프람 해협 지역의 해빙농도 면적이 감소하였고 여름철(9월)의 경우 전체적으로 상당히 감소하여 바렌츠 해와 스발바드 섬 유역이 오픈 워터가 된 것을 확인하였다. (Fig. 25)

마찬가지로 해빙두께 역시 겨울철(3월)과 여름철(9월)에 감소하였으며 전체적으로 1m 이하로 작게 재현되어 캐나다 군도 지역의 4m 이상의 해빙두께를 재현하지 못했다. 이는 해빙으로 직접 떨어지는 강수가 증가하여 해빙이 많이 녹았고 따라서 담수가 많이 생성되었을 것으로 예상된다. (Fig. 26)

Fig. 27에서는 해빙유속을 비교하였다. 실험 2번에 비해 실험 3번에서 겨울철(3월), 여름철(9월) 모두 캐나다 군도 지역에서 유출되는 해빙유속이 증가하였다. 겨울철(3월) 해빙유속은 실험 2번의 경우 시계 방향 흐름과 반시계 방향의 흐름이 나타났지만 실험 3번의 경우 북극해 중앙에 시계 방향으로 크게 도는 흐름이 하나로 나타났다. 여름철(9월) 해빙유속은 실험 2번에 비해 실험 3번에서 북극해 서쪽 경계를 타고 북극해 밖으로 유출되는 흐름이 강화되었다. 해빙두께가 작아져 더 유체의 성향을 띄었기 때문에 바람의 영향을 많이 받아 해빙유속이 강해진 것으로 생각된다. (Fig. 27)

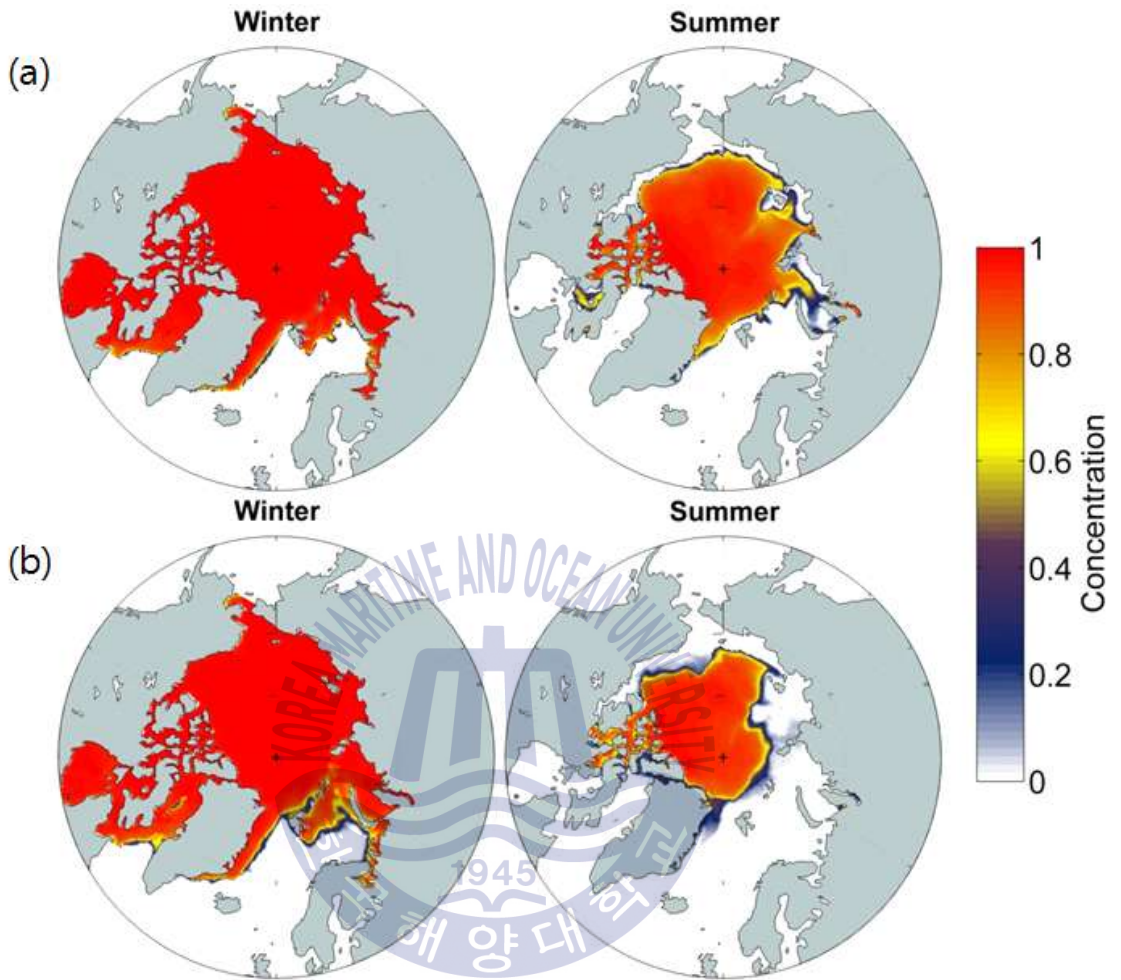


Fig. 26 해빙농도 겨울철(3월), 여름철(9월) (a) 실험 2번 (b) 실험 3번

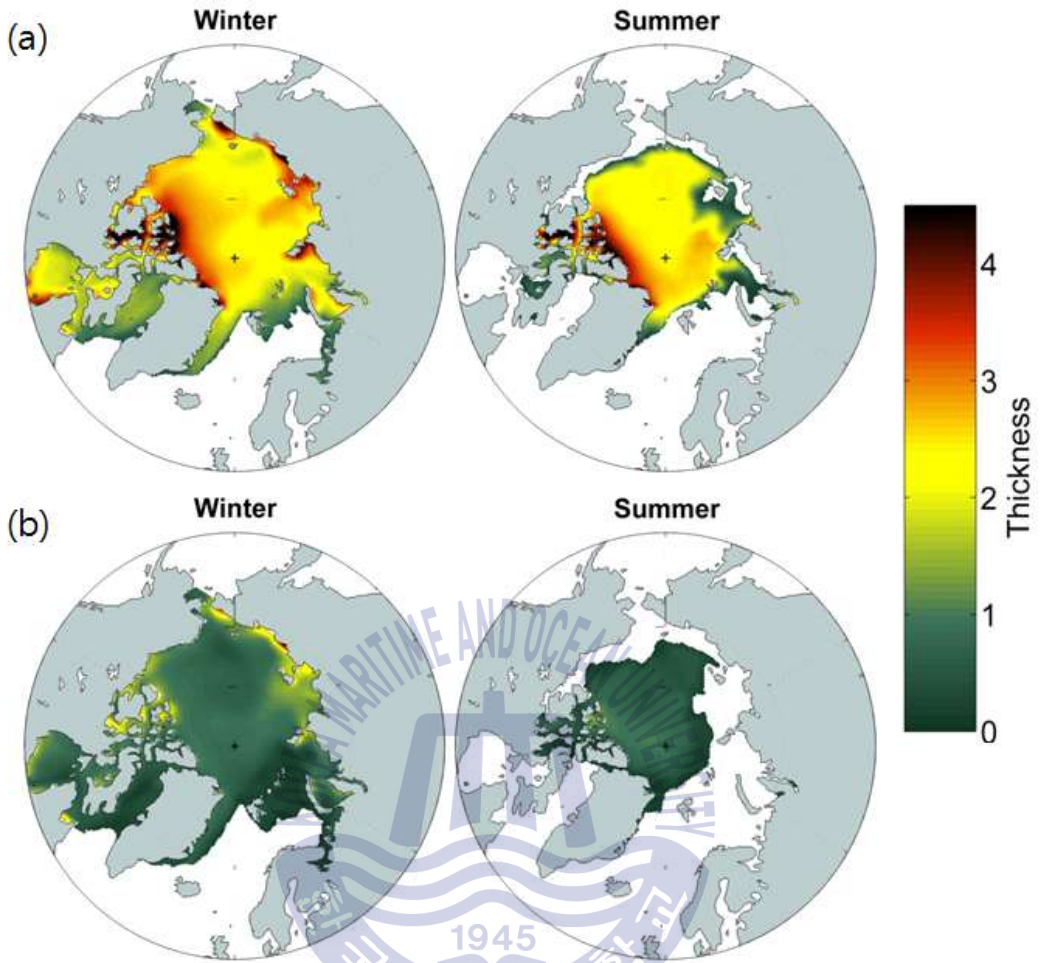


Fig. 27 해빙두께 겨울철(3월), 여름철(9월) (a) 실험 2번 (b) 실험 3번

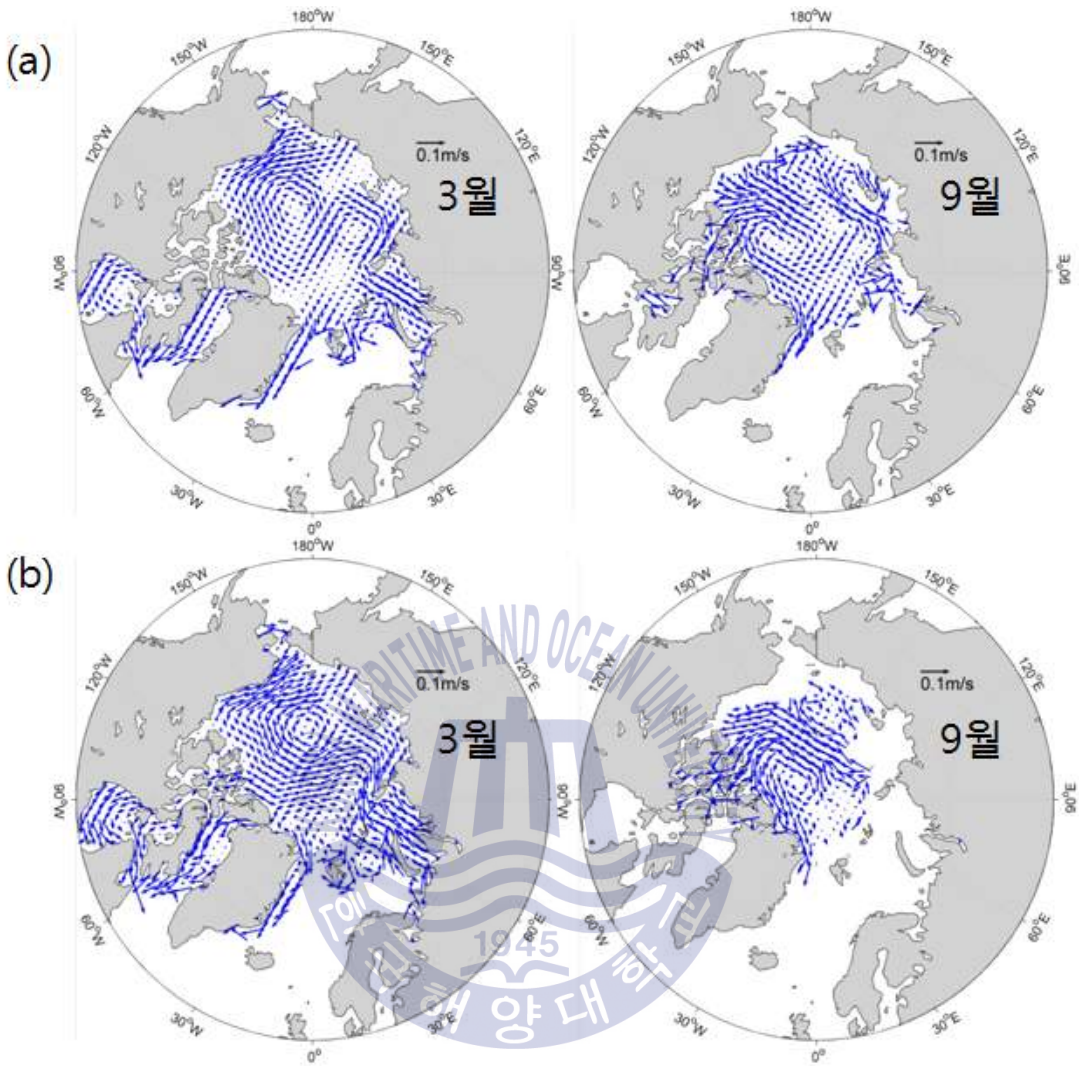


Fig. 28 해빙유속 겨울철(3월), 여름철(9월) (a) 실험 2번 (b) 실험 3번

3.4.2 T-S diagram 및 수괴 비교

다른 실험들과 마찬가지로 2012년 아라온 관측 정점 지역의 여름철(9월) T-S diagram을 비교해 보았다. 실험 2번과 비교하여 실험 3번에서는 0°C 이상의 수괴를 재현하였고 29.5-31psu의 저염분 수괴와 33.5-35psu의 고염분 수괴가 증가하였다. (Fig. 28 (a)) 같은 지역에서 수직 수온 프로파일을 보면 10-50m 수심에서 고온의 수괴가 재현되었는데 뷰포트 해 지역의 해빙이 녹은 물이 유입된 것으로 생각된다. 수직 염분 프로파일을 보면 표층의 염분이 31psu 이하이며 실험 2번에 비하여 전반적으로 낮은 염분을 재현하였다. (Fig. 28 (b))

실험 2번과 실험 3번의 10m 염분 차이를 보면 연안의 해수가 매우 낮은 염분을 가지는 것을 볼 수 있다. 이는 단순히 강수량의 증가만으로 염분이 낮아진 것이 아니라 강수로 인해 녹은 해빙의 물이 연안으로 흘러나와 염분이 낮아진 것으로 생각된다. 또한 10m 유속 차이를 보면 겨울철(3월), 여름철(9월) 모두 북극해 서부 연안을 따르는 흐름이 강해진 것을 확인하였다. (Fig. 28 (c))

앞선 실험들과 같은 지역 (Fig.11(c))에서 염분 수직 단면을 비교해 보았다. 겨울철(3월), 여름철(9월) 모두 실험 2번과 비교하여 확연하게 염분이 낮은 것을 볼 수 있었다. 특히 캐나다 분지 지역에서 깊고 북극해 중앙으로 갈수록 얇아지는 패턴을 보였다. 하지만 PHC 기후값과 비교하여 혼합층의 염분이 낮게 재현되었고 북극점 부근의 염분은 높게 재현되었다. (Fig. 29)

실험 3번의 담수용량을 보면 뷰포트 해 지역과 태평양쪽 북극해 지역에 30m 이상의 담수패턴이 재현되었다. 반면 바렌츠 해 지역과 대서양쪽 북극해 지역의 담수패턴은 제대로 재현되지 못하였다. (Fig. 30) 실험 3번의 담수용량의 총합은 143,920km³으로 실험 2번의 담수용량의 총합 96,238km³보다 크게 재현되었다. 실험 3번의 강수량 조건 증가량은 10,662km³/yr이며 담수용량 총합의 증가량은 47,591km³이다. 실험 3번에서 담수용량이 크게 증가한 이유는 해빙이 과도하게 녹아 북극해 내부에 담수로 공급되었기 때문이다.

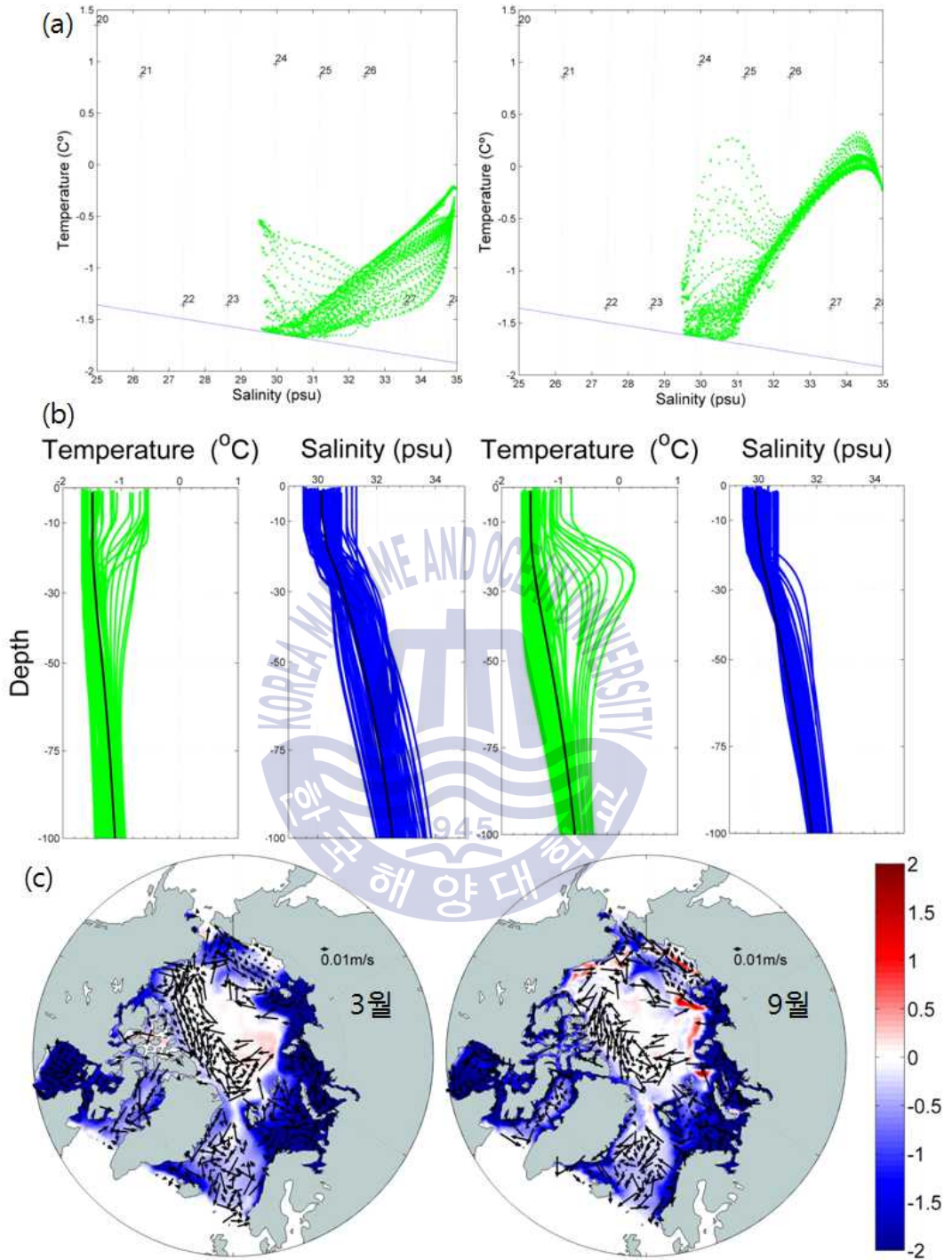


Fig. 29 (a) 9월 t-s diagram 실험 2번, 실험 3번 비교 (b) 9월 수직 수온, 염분 프로파일 실험 2번, 실험 3번 비교 (c) 실험 2번, 실험 3번 10m 염분, 유속 차이

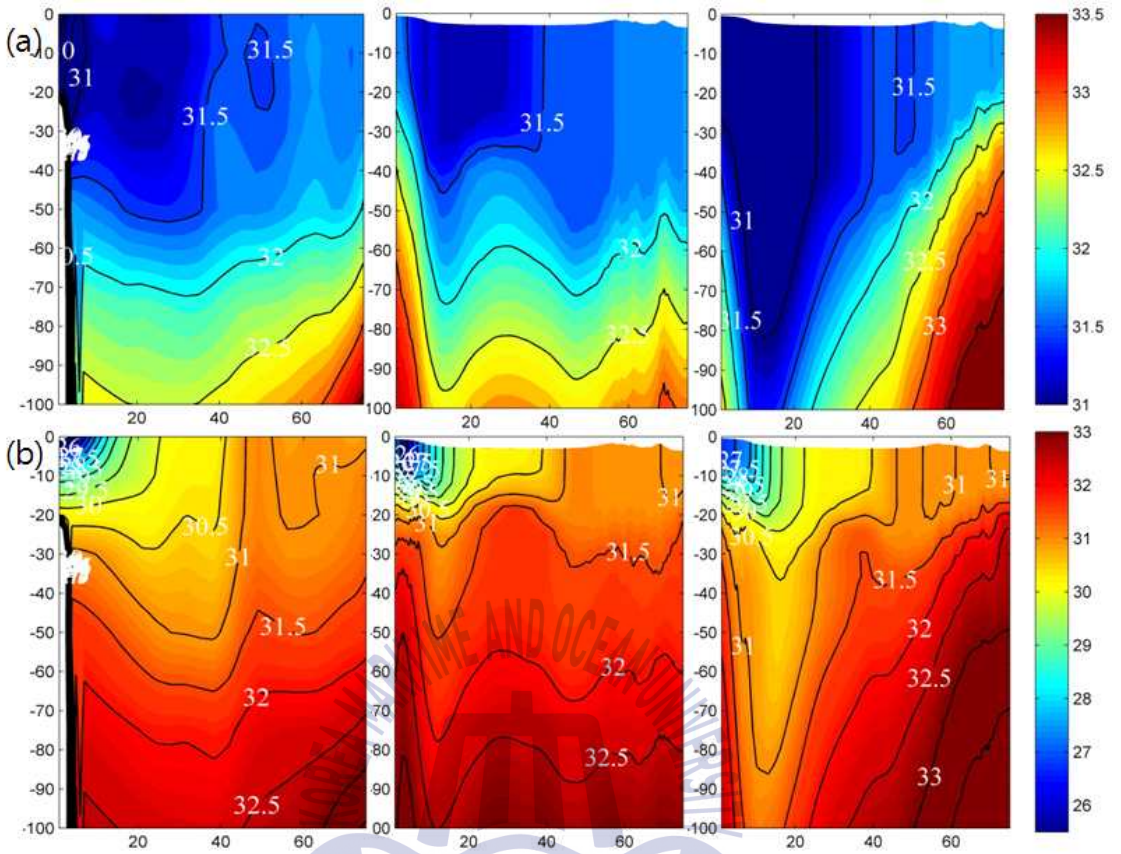


Fig. 30 (a) 겨울철(3월) 염분 수직 단면 PHC 기후값, 실험 2번, 실험 3번 (b) 여름철(9월) 염분 수직 단면 PHC 기후값, 실험 2번, 실험 3번

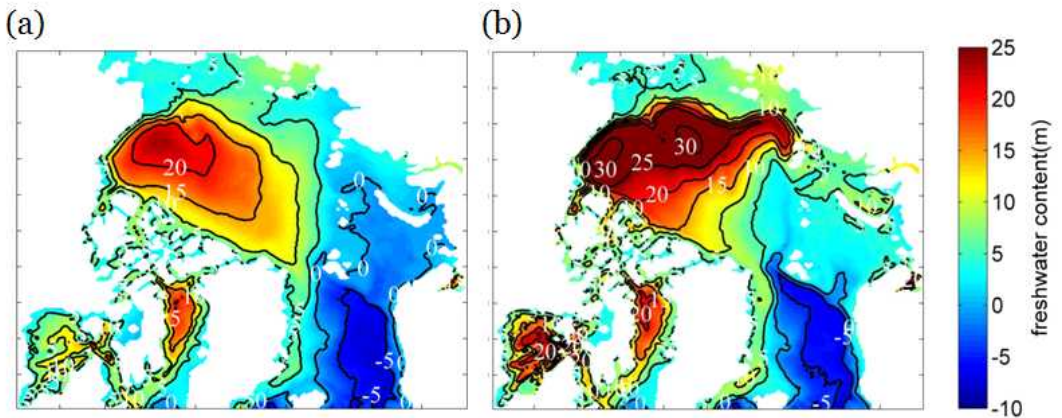


Fig. 31 1000m 이하 담수용량 (a) 실험 2번 (b) 실험 3번

제 4 장 결 론

본 연구에서는 북극해 저온 저염분 수괴에 영향을 미칠 것으로 생각되는 3가지 담수 요인에 대하여 실험을 수행하였다. 실험 1번은 해빙두께 초기 조건을 크게 주어 실험하였고 실험 2번은 부정확한 육지기인 비점원 담수 요인을 고려, Runoff 조건을 크게 주어 실험하였다. 실험 3번은 실험 2번의 조건에서 대기로부터 유입되는 강수량을 크게 주어 실험하였다.

실험 1번의 경우에는 해빙두께 초기 조건을 크게 주었지만 해빙의 패턴이 금방 기준 실험과 같이 재현되었다. 해빙 변화가 없었기 때문에 북극해 수괴에도 큰 변화가 없었다. 하지만 실험 초기에는 해빙이 녹으면서 담수가 생성되는 것을 확인하였고 실험이 진행될수록 유실되는 것을 확인하였다.

실험 2번의 경우에는 기준 실험과 비교하여 연안의 염분이 낮아진 것을 확인하였고 해빙두께 및 염분에도 지역적으로 증가 혹은 감소하는 영향을 보였다. 해빙유속 역시 반시계 방향의 흐름이 강화된 것을 확인하였다. 태평양쪽 북극해 수괴에 영향을 주었지만 그래도 여전히 저온 저염분 수괴 재현을 제대로 하지 못하였다. 하지만 1000m 이하의 담수패턴이 기준 실험과 비교하여 개선된 것을 확인할 수 있었다.

실험 3번의 경우에는 북극해 수괴와 함께 해빙에도 영향을 주었다. 바다로 떨어지는 강수는 표층 염분을 낮게 만들었을 뿐만 아니라 해빙에 직접 떨어지는 강수가 해빙을 녹여 담수를 증가시켰다. 또한 이 담수가 연안으로 흘러 염분이 낮아지는 효과가 나타났다. 하지만 해빙이 매우 적게 모의 되었고 1000m 이하의 담수용량이 과도하게 모의된 것을 확인하였다.

실험 1,2,3번 모두 PHC 기후값의 담수용량 총합에 비하여 담수가 크게 모의되었지만 담수패턴은 제대로 재현하지 못했다. 그래서 태평양쪽 북극해 수괴 재현이 제대로 되지 않은 것으로 생각된다. Katharine A. giles et al., (2012)에

서는 바람에 의한 수렴 효과에 의해 북극해 담수패턴이 영향을 받는다는 사실을 밝혔고, 북극해 서쪽의 담수가 증가한 것을 확인하였다. 따라서 모델에서 바람을 정확하게 입력하는 것이 태평양쪽 북극해 수괴 재현에 한 가지 개선점이 될 것이다.

또한 아무리 많은 양의 담수가 유입되더라도 외부로 유출된다면 북극해 수괴 재현을 정확하게 할 수 없다. 따라서 성층화 안정을 통해 생성된 담수가 내부에 저장될 수 있게 해야 한다. Zhang and Steele (2007)에서는 수직 혼합계수가 북극해 순환 변화에 미치는 영향에 대한 실험을 한 바 있다. background 수직 혼합계수를 다르게 주어 실험하였고 최적의 계수에서 성층이 강화된 것을 확인하였다. 만약 수직 혼합계수 민감도 실험 등을 통해 성층화가 안정된 상태에서 추후에 담수유입 실험을 한다면 태평양쪽 북극해 수괴 재현이 개선될 것이다.



참고문헌

Arakawa, A & Lamb, V.R., 1977. Computational design and the basic dynamical processes of the UCLA general circulation Model. *Methods in Computational Physics*, VOL. 17, pp. 173-265.

A. Proshutinsky, R. H. Bourke, F. A. McLaughlin. (2002), The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: Seasonal to decadal climate scales. *Geophysical Research Letters*, VOL. 29, NO. 23, 2100, doi:10.1029/2002GL015847.

Bleck, R., and D.B Boudra. 1981. Initial testing of a numerical ocean circulation model using a hybrid (quasi-isopycnal) vertical coordinate. *Journal of Physical Oceanography*, VOL. 11, pp. 5-770.

Bruce J. Peterson, Robert M. Holmes, James W. McClelland, Charles J. Vo'ro'smarty, Richard B. Lammers, Alexander I. Shiklomanov(2002), Increasing River Discharge to the Arctic. *Ocean Science*, VOL. 298, 2171 ; doi: 10.1126/science.1077445.

Daniel White, Larry Hinzman, Lilian Alessa, John Cassano, Molly Chambers, Kelly Falkner et al. (2007), The arctic freshwater system: Changes and impacts. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 112, G04S54,

doi:10.1029/2006JG000353 .

Fairall, C.W., Bradley, E.F., Rogers, D.P., Edson, J.B., and Young, G.S. (1996), Bulk parameterization of air-sea fluxes in TOGA COARE. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 101, pp. 3747-3767.

FAIRALL, RADLEY, HARE, GRACHEV.(2003), Bulk Parameterization of Air -Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *J. Climate*, VOL. 16, pp. 571 - 591

FAIRALL et al. (1996), Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *journal of geophysical research*, VOL .101 no. c2 pp. 3747-3764

Hakkinen, S. and G. L. Mellor. (1992), Modeling the seasonal variability of the coupled Arctic ice-ocean system. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 97: 20285-20304.

Hibler III, W.D. (1979), A Dynamic Thermodynamic Sea Ice Model. *Journal of Physical Oceanography*, VOL. 9, pp. 815-846

Hunke, E. C. and J. K. Dukowicz. (1997), An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, VOL. 27, pp. 1849-1868.

Hunke, E. C. (2001), Viscous-plastic sea ice dynamics with the evp model: linearization issues. *Journal of Computational Physics*, VOL. 170, pp. 18-38.

Katharine A. Giles, Seymour W. Laxon, Andy L. Ridout, Duncan J. Wingham & Sheldon Bacon (2012), Western Arctic Ocean freshwater storage increased by wind-driven spin-up of the Beaufort Gyre. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/NCEO1379

Katherine S. Hedström. (2009), DRAFT Technical Manual for a Coupled Sea-Ice/Ocean Circulation Model (Version 3). *OCS Study MMS*, 2009-062.

Koji Shimada, Takashi Kamoshida, Motoyo Itoh, Shigeto Nishino et al. (2006), Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, VOL. 33, L08605, doi:10.1029/2005GL025624.

Koji Shimada, Motoyo Itoh, and Shigeto Nishino. (2005), Halocline structure in the Canada Basin of the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, VOL. 32, L03605, doi:10.1029/2004GL021358.

Kwok, R., G. F. Cunningham, H. J. Zwally, and D. Yi. (2007), Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite (ICESat) over Arctic sea ice: Retrieval of freeboard. *J. Geophys. Res*, VOL. 112, C12013, doi:10.1029/2006JC003978.

Macdonald, R.W., McLaughlin, F.A, Carmack, E.C (2002), Fresh water and its sources during the SHEBA drift in the Canada Basin of the Arctic Ocean,

Deep-Sea Research, VOL. I 49 pp. 1769-1785.

Martin, T., and R. Gerdes (2007), Sea ice drift variability in Arctic Ocean model intercomparison project models and observations, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 112, C04S10, doi:10.1029/2006JC003617.

Mellor, G. L. and L. Kantha. (1989), An ice-ocean coupled model. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 94: 10,937-910,954.

Michael Steele, James Morison, Wendy Ermold, Ignatius Rigor, and Mark Ortmeyer. (2004), Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 109, C02027, doi:10.1029/2003JC002009.

M. Prange and R. Gerdes. (2006), The role of surface freshwater flux boundary conditions in Arctic Ocean modelling . *Ocean Modelling*, VOL. 13 pp. 25 - 43.

Nguyen AT, Menemenlis D, Kwok R. (2011), Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: approach and assessment. *J Geophys Res*, VOL. 116:C04025, doi:10.1029/2010JC006573.

Smagorinsky, J., (1963), General circulation experiments with the primitive equations, I. The basic experiment. *Mon. Weather Rev*, VOL. 91, pp. 99-164.

Steele, M., Moreley, R., Ermold, W. (2001b), PHC: a global ocean hydrography with a high quality Arctic Ocean. *Journal of Climate*, VOL. 14, pp. 2079-2087.

Woodgate RA, Aagaard K, Weingartner TJ (2005), Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait throughflow. *Geophys Res Lett*, VOL. 32:L04601, doi:10.1029/2004GL021880.



감사의 글

석사를 시작 한지 엇그제 같은데 벌써 이렇게 졸업을 하게 되었습니다. 연구실에서 수치모델과 물리해양학에 대하여 배울 수 있어서 정말 의미 있는 시간이었습니다. 이렇게 될 수 있었던 것은 고마운 분들이 있었기에 가능했습니다.

우선 먼저 저의 지도 교수님이신 이호진 교수님께 감사의 인사를 하고 싶습니다. 모델에 대해서 많이 부족하고 잘 하지 못하는 제자를 이렇게 까지 챙겨주시고 가르쳐주셔서 정말 감사합니다. 아직도 많이 부족하지만 항상 저를 다듬고 공부하여 제 영역에서 버틸 수 있는 사람이 되도록 하겠습니다. 그리고 수업을 통해 제게 많은 가르침을 주신 해양환경학과 강효진 교수님, 노일 교수님, 이경은 교수님, 김형석 교수님, 기꺼이 제 논문 심사를 맡아주신 박재훈 박사님께도 감사하다는 말씀드리고 싶습니다.

또한 제2의 교수님 같은 미옥이 언니에게 감사의 인사를 전하고 싶습니다. 많이 어리고 모자란 후배였지만 모델 공부뿐만 아니라 인생에 도움이 되는 조언까지 석사 생활을 할 수 있었던 것은 아마 언니 같은 선배들을 연구실에서 만났기 때문인 것 같습니다. 정말 감사드립니다.

연구실에서 많은 일들을 맡아 하시느라 고생하시는 상업오빠, 실험실에서 저와 많은 시간을 함께하고 고민을 많이 들어준 친구 같았던 선배 예술이 언니, 현경이 언니, 종종 만나 조언과 걱정을 해주신 희진이 언니, 현정이 언니, 지영이 언니, 보경이 언니, 실험실 초기에 저를 많이 도와주신 희열이 오빠, 그리고 마지막으로 연구실에서 배우면서 고생할 환영이에게 정말 고맙다는 말을 전하고 싶습니다.

현재 저와 한 팀으로 일하는 한국해양수산개발원 해역환경관리센터 장원근

박사님, 한기원 박사님, 좌미라 연구원님, 심수린 연구원에게도 부족한 저를 잘 챙겨주셔서 정말 감사하다는 말 전하고 싶습니다.

마지막으로 멀리 떨어져 있지만 항상 생각하고 있는 저의 어머니, 아버지, 그리고 동생들, 친구들 너무 사랑하고 제가 지금까지 올 수 있었던 것은 가족과 친구들의 응원과 지지가 있었기에 가능했습니다. 이 모든 분들께 앞으로 더욱 성장하고 발전하는 모습 보여드리도록 열심히 하겠습니다.



부록

- 북극해 표층 수온 restoring의 중요성과 해빙유동에 따른 고온 수괴 생성 -

부록.1 실험 개요

북극해 수괴를 재현하는데 저온(-0.5°C 이하) 저염분(31.5psu 이하)수도 중요하지만 고온(-1.0°C 이상) 저염분(30-32psu)의 수괴를 재현하는 것도 굉장히 중요하다. 특히 태평양쪽 북극해의 경우에는 해빙이 녹은 물이 고온 저염분 수괴 유입에 큰 요인으로 작용한다. 모든 부록 실험에서 위도 70°N - 80°N , 경도 130°W - 165°W 위치인 알래스카 연안과 캐나다 연안 앞 쪽, 뷰포트 해 지역의 해빙이 녹은 경우만 고온 저염분 수괴가 재현되었다.

위 지역의 해빙을 녹여서 오픈 워터를 만드는 것도 중요하지만 동시에 해빙 두께 재현이 정확하게 되어야 한다. 해빙농도 면적이 작더라도 해빙두께가 두꺼워지면 표층의 담수가 해빙이 어는데 사용되어 저염분수를 만들 수 없기 때문이다. 본 연구부록에서는 표층 수온 restoring에 대한 실험을 수행하였다.

첫 번째, 해빙아래에서도 restoring을 한 경우와 해빙아래에서는 restoring을 하지 않은 경우를 나누어 실험하였다. 해빙아래에도 restoring을 하면 높은 해빙두께를 재현한다. 그 이유는 해빙이 있는 바다는 매우 낮은 온도를 가지게 되는데 지속적인 낮은 수온의 상태가 해빙의 형성에 영향을 미치기 때문이다.

두 번째는 해빙 유동 계수를 다르게 주어 실험하였다. 해빙 유동 계수들은 해빙의 농도와 두께, 모양 등을 결정하는데 영향을 미친다. Nquyen et al. (2011), Johnson et al. (2007), Martin and Gerdes (2007)에서는 해빙유동 계수 민감도 실험을 통해 최적의 계수를 찾아낸 바 있다. 그 계수를 참조하여 본 연

구 모델에 최적의 계수를 찾기 위한 실험들을 수행했고 북극해 수괴 재현에 미치는 영향을 살펴보았다.

부록.2 실험1

첫 번째 실험은 부록.1에서 말 했듯이 표층 수온 restoring을 할 경우 해빙의 농도 재현과 동시에 정확한 해빙두께를 재현하기 위한 방법으로 해빙 아래도 restoring을 한 경우와 해빙 아래는 restoring 하지 않은 경우를 나누어 실험하였다. 표층 수온 restoring 자료는 HadISST 표층 수온 자료와 해빙농도 자료를 장기간 평균하여 이용하였다. (Fig. 31 (a))

후자의 실험의 경우 해빙농도가 0.15보다 작으면 해빙이 없다고 간주하여 restoring을 하지 않았다. 우선 해빙 아래에서 restoring을 하지 않은 경우 해빙 농도가 관측과 다른 것을 볼 수 있다. 반면 전체 restoring을 한 경우 여름철 그린란드 서부의 해빙이 녹은 것을 확인 할 수 있었으나 여름철 북포트 해 지역의 해빙농도가 과도하게 재현되었다. (Fig. 31 (b), (c))

하지만 해빙두께의 경우 전체 restoring을 해준 경우 겨울과 여름철 모두 과도하게 재현되었고 반면 해빙 아래에서 restoring을 하지 않은 경우 해빙두께가 잘 재현되었다. (Fig. 32)

t-s diagram을 비교하면 전체 restoring을 해준 경우 해빙농도 면적은 줄었지만 오히려 고온 저염분의 수괴 재현이 잘 되지 않았다. 반면 해빙 아래에서 restoring을 하지 않은 경우 아예 restoring을 하지 않은 경우와 유사 하지만 조금 고온의 물이 재현 되었다. (Fig. 33 (a), (b), (c))

수온 염분 구조를 재현하기 위해서는 해빙농도 면적과 해빙두께 모두 정확하게 재현되어야 한다. 특히 태평양쪽 수괴를 재현하기 위해서는 북포트 해 지역의 해빙이 정확하게 재현되어야한다. 해빙농도 면적과 해빙두께를 동시에 재현하기 위해서 해빙농도 기준을 외부에서 입력해주는 방법을 사용하여 추가 실험을 수행하였다. 자료는 HadISST 의 최근 10년간 자료를 장기간 평균하여 이용

하였다.

해빙 아래에서 restoring을 하지 않았지만 모델 내부 기준을 사용한 실험과 외부에서 직접 입력해준 실험을 비교해보았다. 해빙농도를 보면 관측과 거의 유사해진 것을 볼 수 있다. 해빙두께 역시 두 실험 모두 캐나다 군도에서 4m 이상의 두꺼운 두께를 보이고 가장자리로 갈수록 얇아지는 패턴을 잘 재현했다. (Fig. 34)

t-s diagram을 비교해 본 결과 후자의 실험에서 고온 저염분 수괴가 재현된 것을 볼 수 있었다. (Fig. 33 (d)) 해빙농도 면적과 해빙두께를 동시에 정확하게 재현하는 것은 태평양쪽 북극해 고온 저염분 수괴 형성에 영향을 미치고 있음을 알 수 있는 결과이다. 따라서 표층 수온 restoring을 할 경우에는 해빙 아래에서는 하지 않아야 하고 해빙농도 기준도 외부에서 입력해 주는 방법을 추천한다.



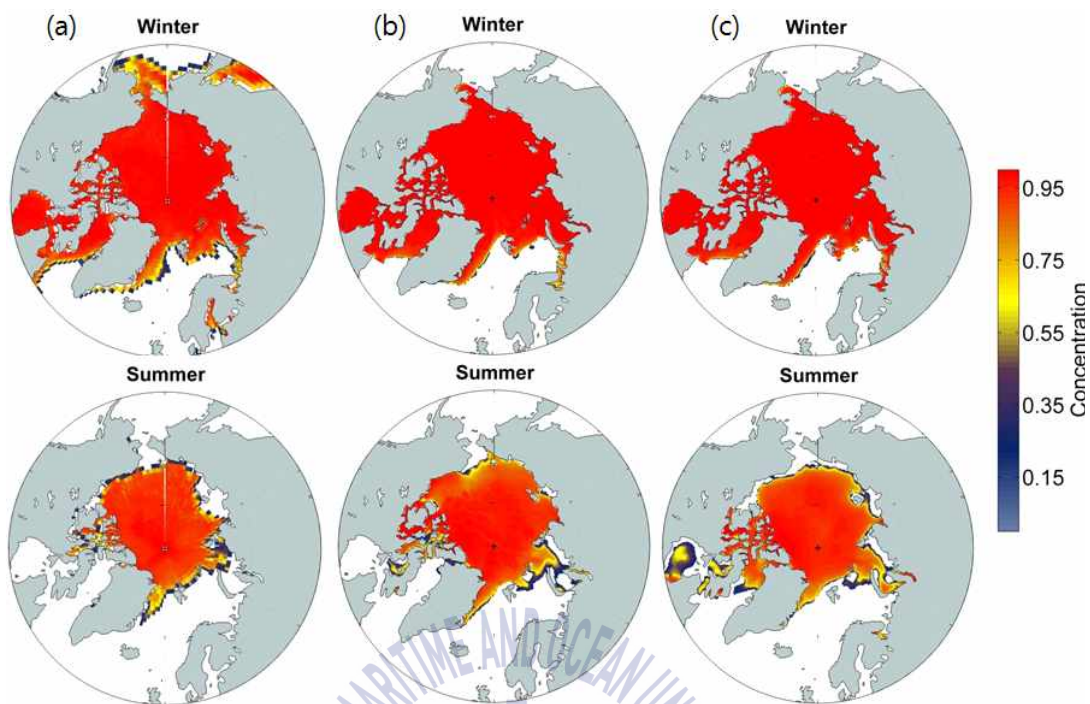
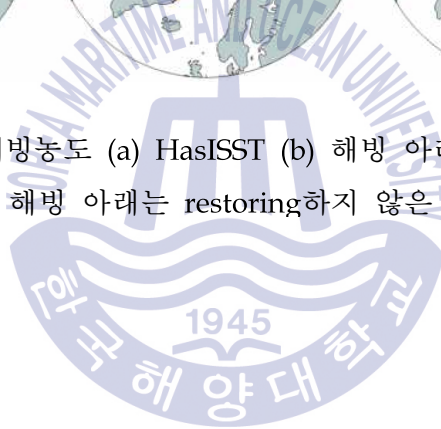


Fig. 32 3월, 9월 해빙농도 (a) HasISST (b) 해빙 아래도 restoring한 실험 (c) 해빙 아래는 restoring하지 않은 실험



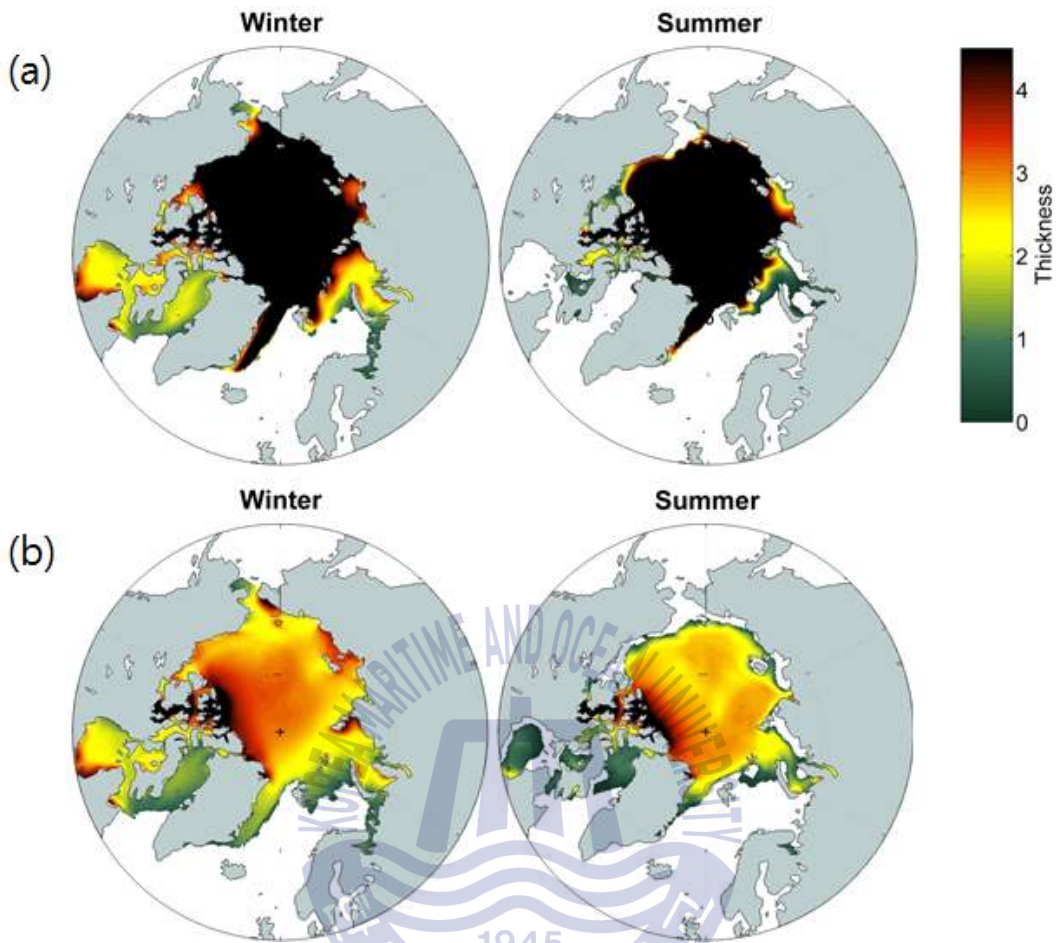


Fig. 33 3월,9월 해빙두께 (a) 해빙 아래도 restoring한 실험 (b) 해빙 아래는 restoring하지 않은 실험

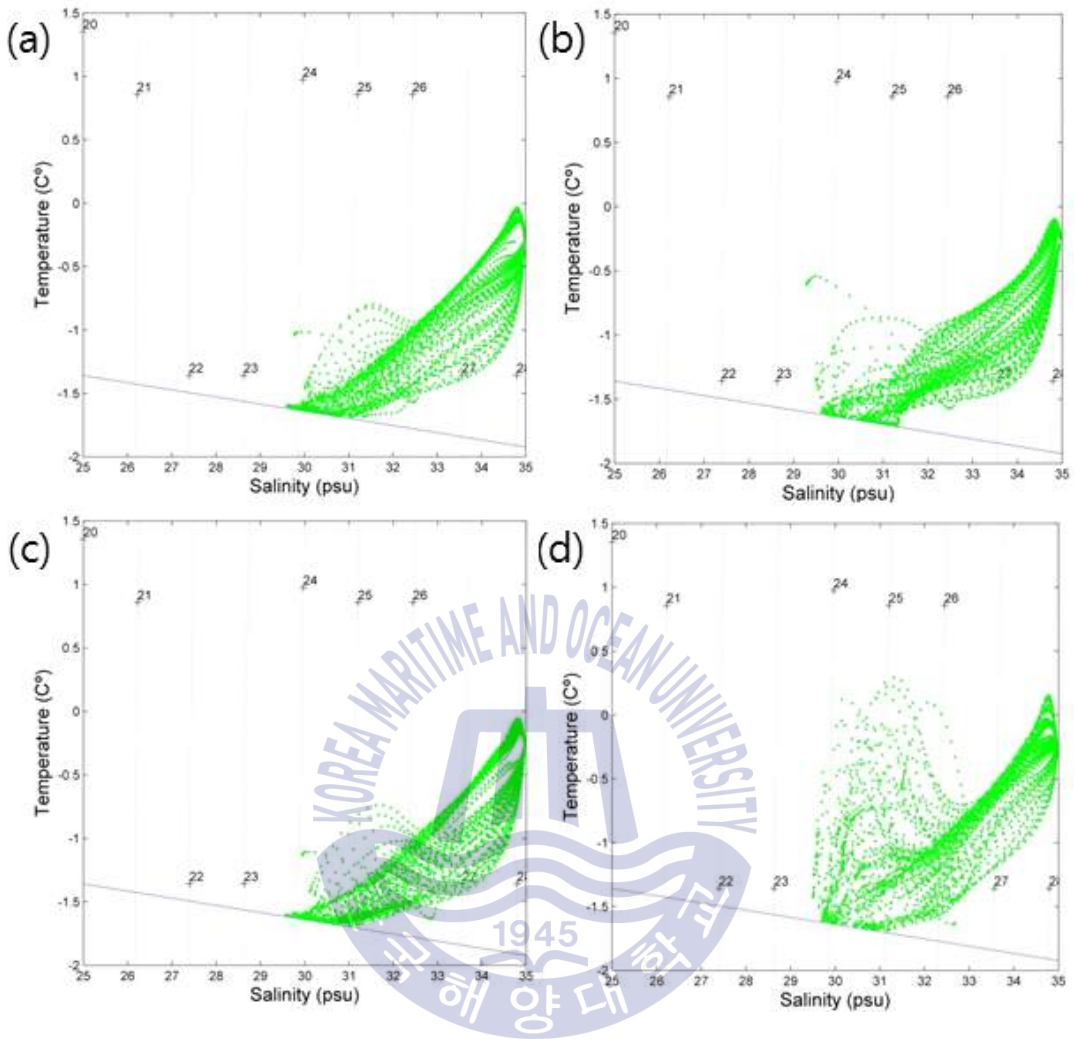


Fig. 34 9월 t-s diagram (a) restoring하지 않은 실험 (b) 해빙 아래도 restoring한 실험 (c) 해빙 아래는 restoring하지 않은 실험 (d) 해빙 아래는 restoring하지 않고 해빙농도 기준을 직접 입력한 실험

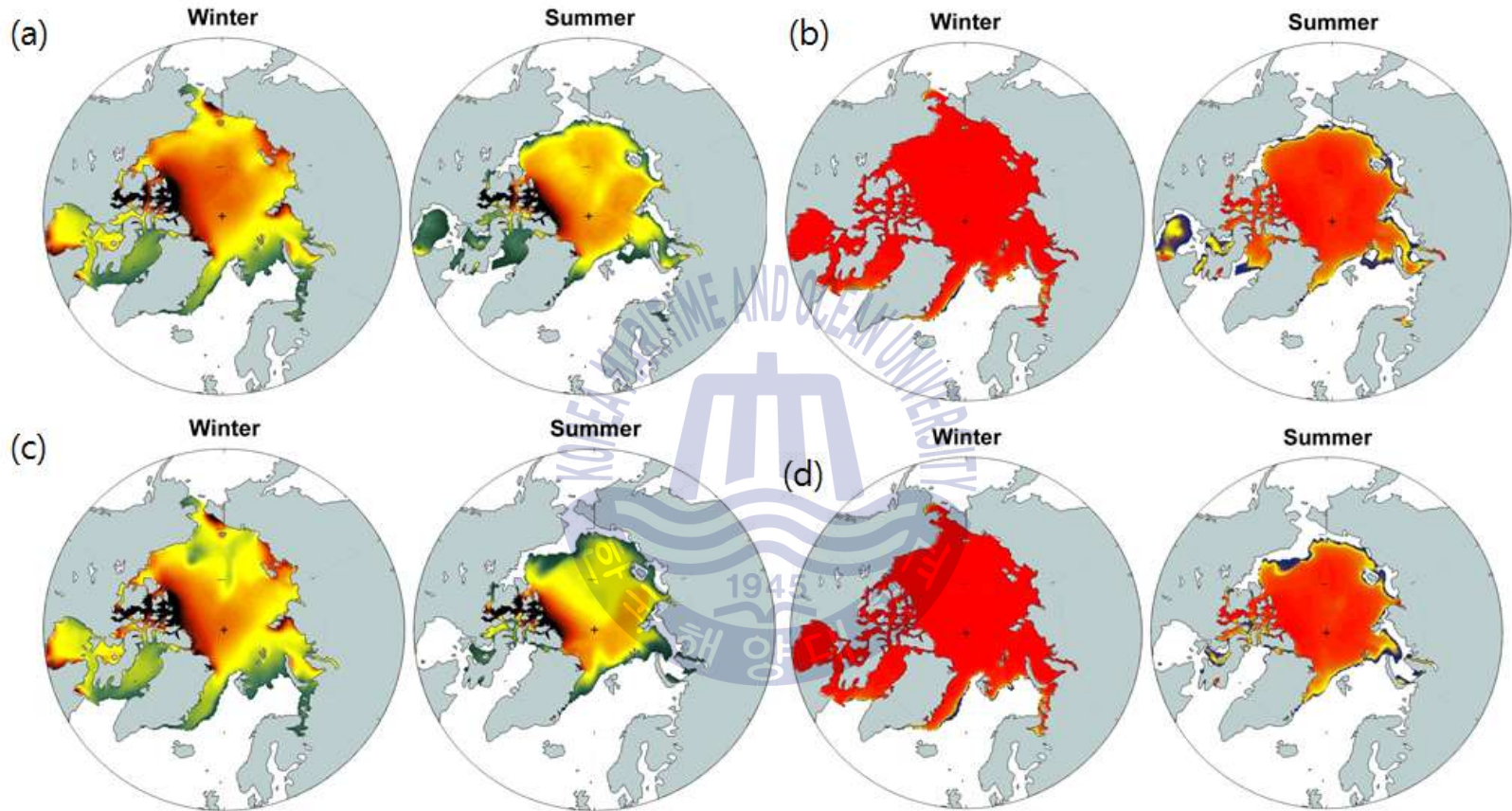


Fig. 35 해빙 아래는 restoring하지 않은 실험 3월, 9월 (a) 해빙두께 (b) 해빙농도, 해빙 아래는 restoring하지 않고 해빙농도 기준을 직접 입력한 실험 3월, 9월 (c) 해빙두께 (d) 해빙농도

부록.3 실험3

두 번째 실험에서는 해빙 유동계수에 대하여 실험을 수행하였다. 부록.1에서 언급 했듯이 해빙 유동과 관련된 계수들은 해빙의 모양에 큰 영향을 미치기 때문에 연구에 적합한 계수를 선택해야한다. Nquyen et al. (2011), Johnson et al. (2007) 논문에서는 Cd 와 Cw 를 각각 1.1×10^{-3} , 5.5×10^{-3} 으로 사용하여 실험을 수행하였고 해빙의 유속이 감소한 효과를 볼 수 있었다. Martin and Gerdes (2007) 논문에서는 해빙 내부 점성 계수인 P^* 에 대한 연구를 수행 하였는데 민감도 실험 결과 2.75×10^4 으로 한 경우가 캐나다 군도에서 가장 두껍고 가장자리로 갈수록 얇아지는 패턴의 해빙두께 재현을 하였다.

실험 3번에서는 해빙 내부 점성 계수인 P^* 와 해빙과 대기 사이의 마찰력 계수로 작용하는 Cd , 해빙과 해양 사이의 마찰력 계수로 사용되는 Cw 를 조정하여 실험하였다. ROMS에서 Cd 와 Cw 의 표준은 각각 3.0×10^{-3} , 7.5×10^{-3} 이고 P^* 의 표준은 5.0×10^3 이다. 실험에서 사용한 계수는 다음 표와 같다.

Table 2. 부록 실험 3번 계산에 사용된 계수

	Cd	Cw	P^*
test1	3.0×10^{-3}	7.5×10^{-3}	5.0×10^3
test2	2.0×10^{-3}	7.5×10^{-3}	5.0×10^3
test3	2.0×10^{-3}	7.5×10^{-3}	2.0×10^4
test4	3.0×10^{-3}	6.5×10^{-3}	2.0×10^4

test1번은 ROMS에서 제공하는 표준 값을 이용한 기준 실험이다. test2 번은 Cd 의 효과를 보기 위해 기준보다 작게 주어 실험을 수행하였다. test3 번은 P^* 의 효과를 보기 위해 기준보다 크게 주어 실험을 수행하였다. test4번은 Cw 의 효과를 보기 위해 기준보다 작게 주어 실험을 수행하였다.

해빙두께 패턴을 보면 P^* 가 5.0×10^3 인 경우의 실험들에서 뷰포트 해에 가장 두껍고 전반적으로도 두꺼운 패턴을 보인다. 반면 2.0×10^4 인 경우의 실험들의 경우 캐나다 군도와 그린란드 북쪽에 가장 두꺼운 해빙을 보이고 전반적으로 2-3m의 두께를 가지며 가장자리로 갈수록 얇아지는 패턴을 재현하였다. 해빙 내부마찰 계수 F 는 stress tensor σ 의 함수로 정의되며 P^* 가 커지면 내부마찰 계수가 작아지기 때문에 해빙이 좀 더 유체에 가까워지고 움직이기 쉬워진다. 그래서 캐나다 군도 쪽으로 쌓이는 패턴이 잘 재현된다. (Fig. 35)

Cw 가 6.5×10^{-3} 인 test4의 해빙두께가 다른 실험들에 비해 얇게 재현된 것을 볼 수 있다. (Fig. 35) 해빙유속을 보면 북극해 중앙에서 시작하여 뷰포트 해 남쪽을 따라 흐르는 반시계 방향의 움직임이 강해진 것을 확인하였다. 또한 캐나다 군도와 그린란드 북쪽을 따라 프람 해협을 통과하여 빠져나가는 해빙의 움직임이 강해진 것을 확인하였다. Cw 가 줄어들어 해빙과 해수의 사이의 마찰응력이 줄었고, 해빙유동이 표층 해류에 의한 영향을 크게 받아 북극해 외부로 유실되는 해빙이 증가하였다. (Fig. 37)

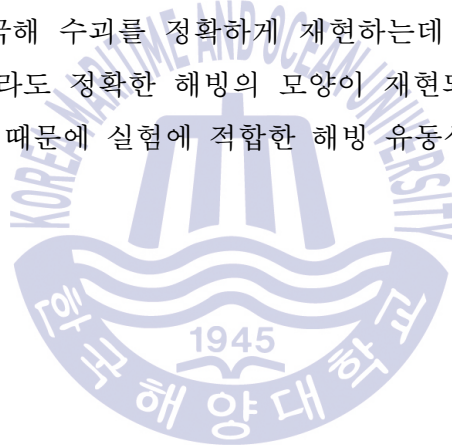
또한 Ca 가 2.0×10^{-3} 인 실험의 해빙 모양 (Fig. 35 (b), (c), Fig. 36 (b), (c)) 에 비해 3.0×10^{-3} 인 실험의 해빙 모양 (Fig. 35 (a), (d), Fig. 36 (a), (d)) 을 보면 넓게 퍼져있는 패턴을 보인다. 해빙유속 그림을 보면 test1, test4의 경우 캐나다 군도를 빠져나가는 해빙이 불규칙적이고 알래스카 연안 앞쪽과 뷰포트 해 지역의 해빙유속이 강하게 재현된 것을 확인하였다. 반면 test2, test3의 경우 캐나다 군도를 빠져나가는 해빙이 규칙적이고 그린란드 서부를 따라 흐르는 것을 확인하였다. 또한 러시아 연안의 동시베리아 해와 라테프 해의 시계 방향으로 순환하는 해빙의 움직임이 강화되었다. Ca 가 작아져 해빙유동이 표층 해류보다 바람에 의한 영향을 많이 받아서 여러 방향으로 흩어지게 만드는 패턴을 재현하였다. (Fig. 37)

그렇다면 해빙 유동계수로 인한 해빙패턴 변화가 태평양쪽 북극해 수괴에서 어떠한 영향을 미치는지 살펴보았다. t-s diagram을 보면 test1, test2, test4 실험에서 고온 저염분의 수괴가 잘 재현된 것을 확인하였다. test3의 경우에는 뷰포트 해의 해빙 면적이 넓게 재현되었기 때문에 t-s diagram에서도 고온 저염분 수괴를 재현하지 못하였다. 앞서 수행했던 실험들에서도 공통적으로 나타나

는 특징으로 뷰포트 해의 해빙이 녹아 태평양쪽 북극해 수괴에 영향을 주는 것을 확인하였다. (Fig. 38)

t-s diagram과 동일한 지점에서 연직 수온, 염분 프로파일을 보면 test1, test2의 경우는 고온 저염분의 수괴가 잘 재현되었지만 비교적 높은 염분의 물이 분포하고 50m에서 250m 수심의 염분 범위가 넓은 것을 확인하였다. 하지만 test3, test4의 경우에는 비교적 낮은 염분이 50m에서 250m 수심에 존재하고 전체적으로 염분의 범위 폭이 좁으며 혼합이 잘 이루어졌다. test1, test2, test4의 경우 표층에 고온의 수괴가 잘 재현되었고 test3번은 하지 못했다. 검은 실선으로 표시한 것은 평균값을 의미한다. (Fig. 39)

본 연구에서는 test1, test2, test3, test4의 실험을 통해 적합한 C_d , C_w , P^* 를 각각 2.0×10^{-3} , 6.5×10^{-3} , 2.0×10^4 를 선택하여 사용하였다. 정확한 해빙 모양을 재현하는 것은 곧 북극해 수괴를 정확하게 재현하는데 중요한 요인이다. 표층 수온 restoring을 하더라도 정확한 해빙의 모양이 재현되지 않는다면 올바르게 수괴가 재현되지 않기 때문에 실험에 적합한 해빙 유동성 계수를 찾아야한다.



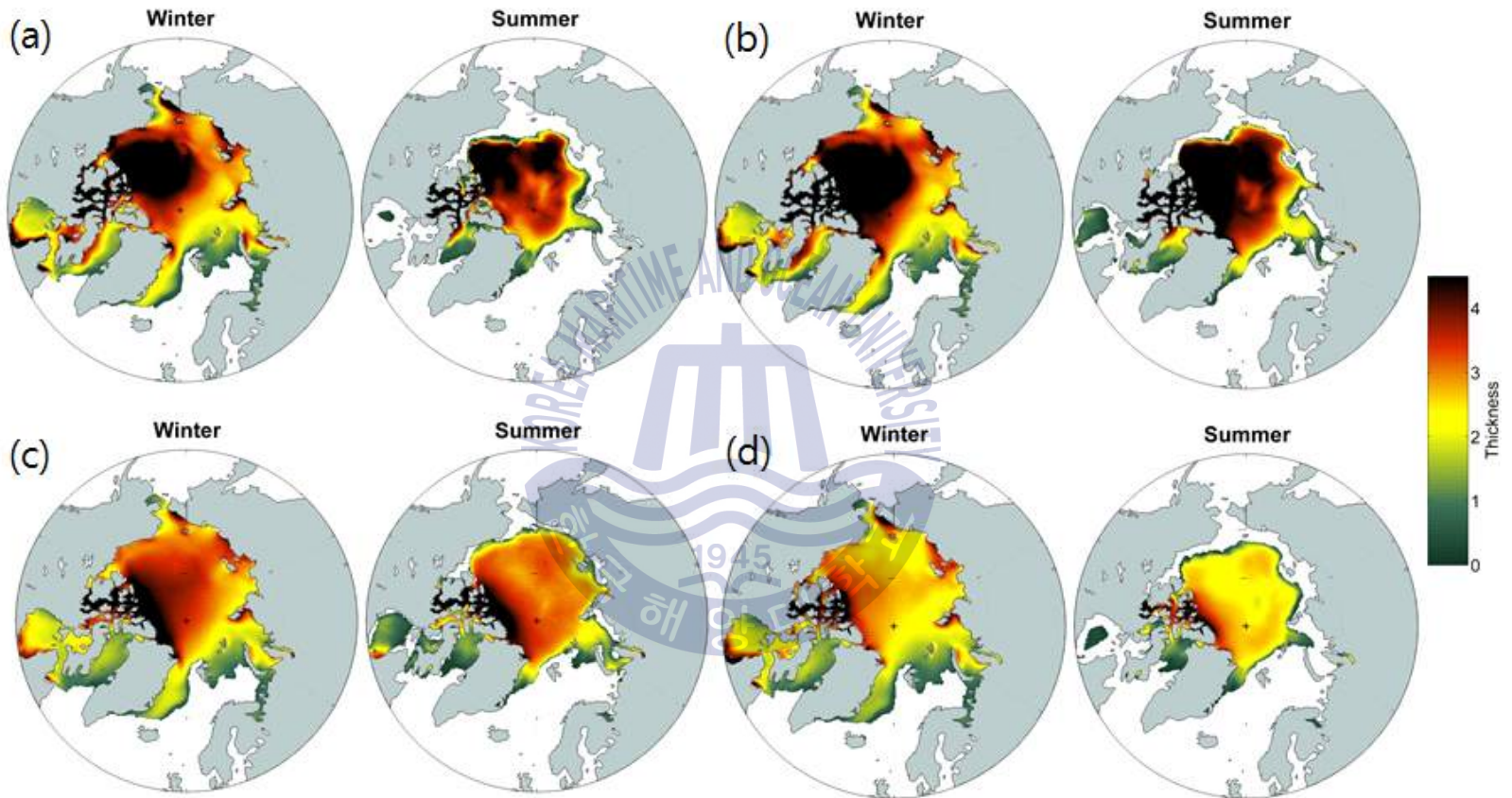


Fig. 36 3월, 9월 해빙두께 (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4

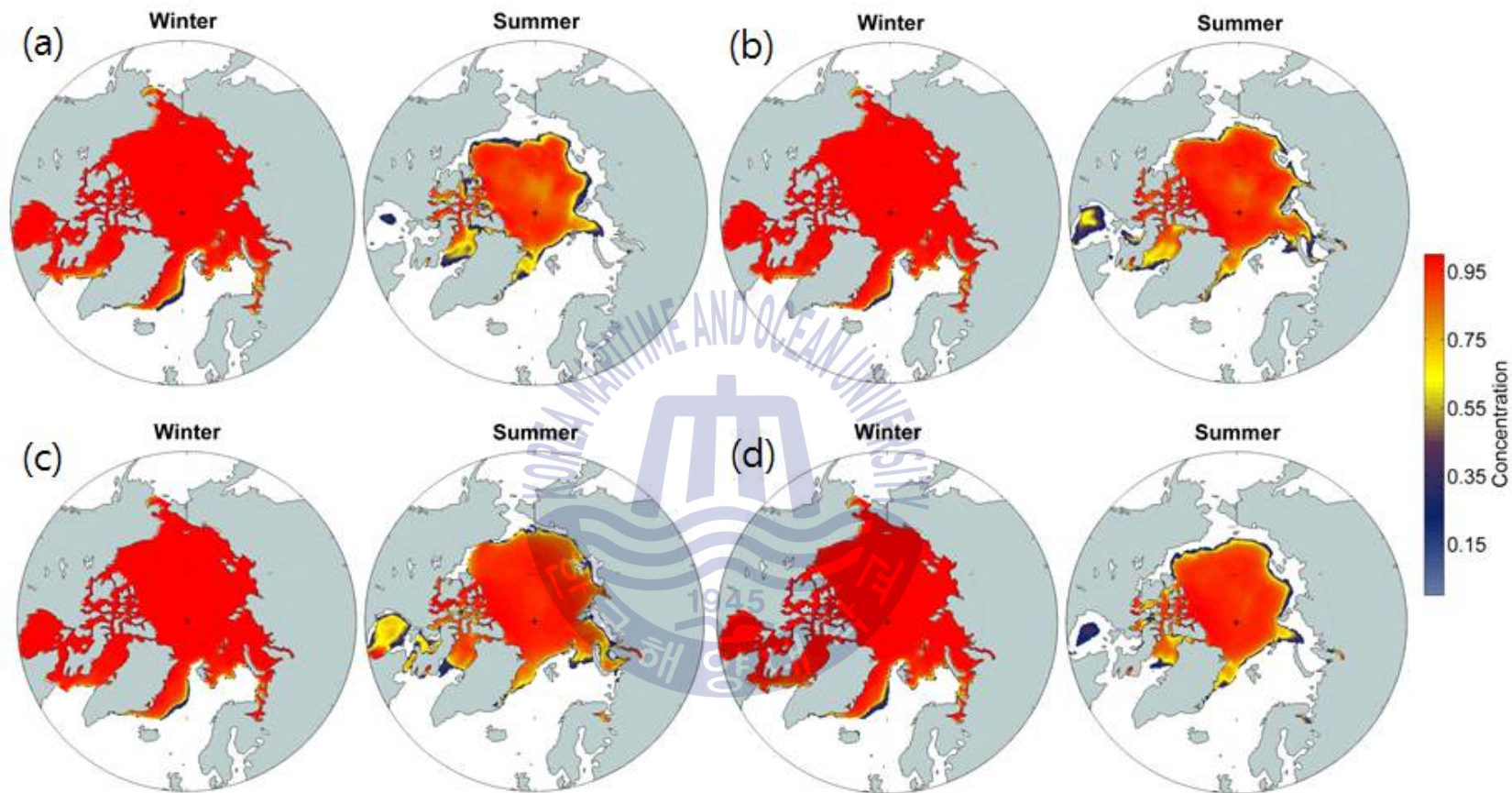


Fig. 37 3월, 9월 해빙농도 (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4

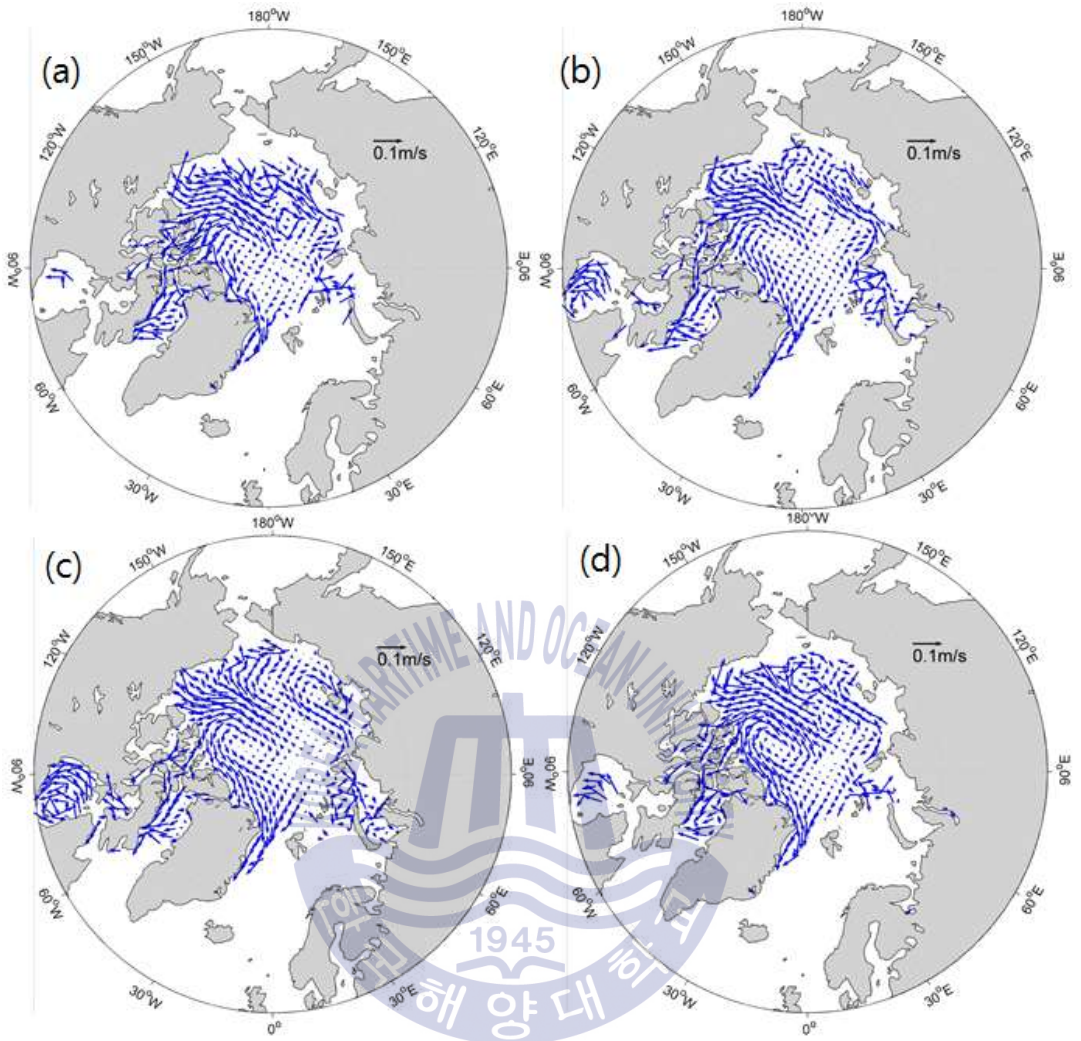


Fig. 38 9월 해빙유속 (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4

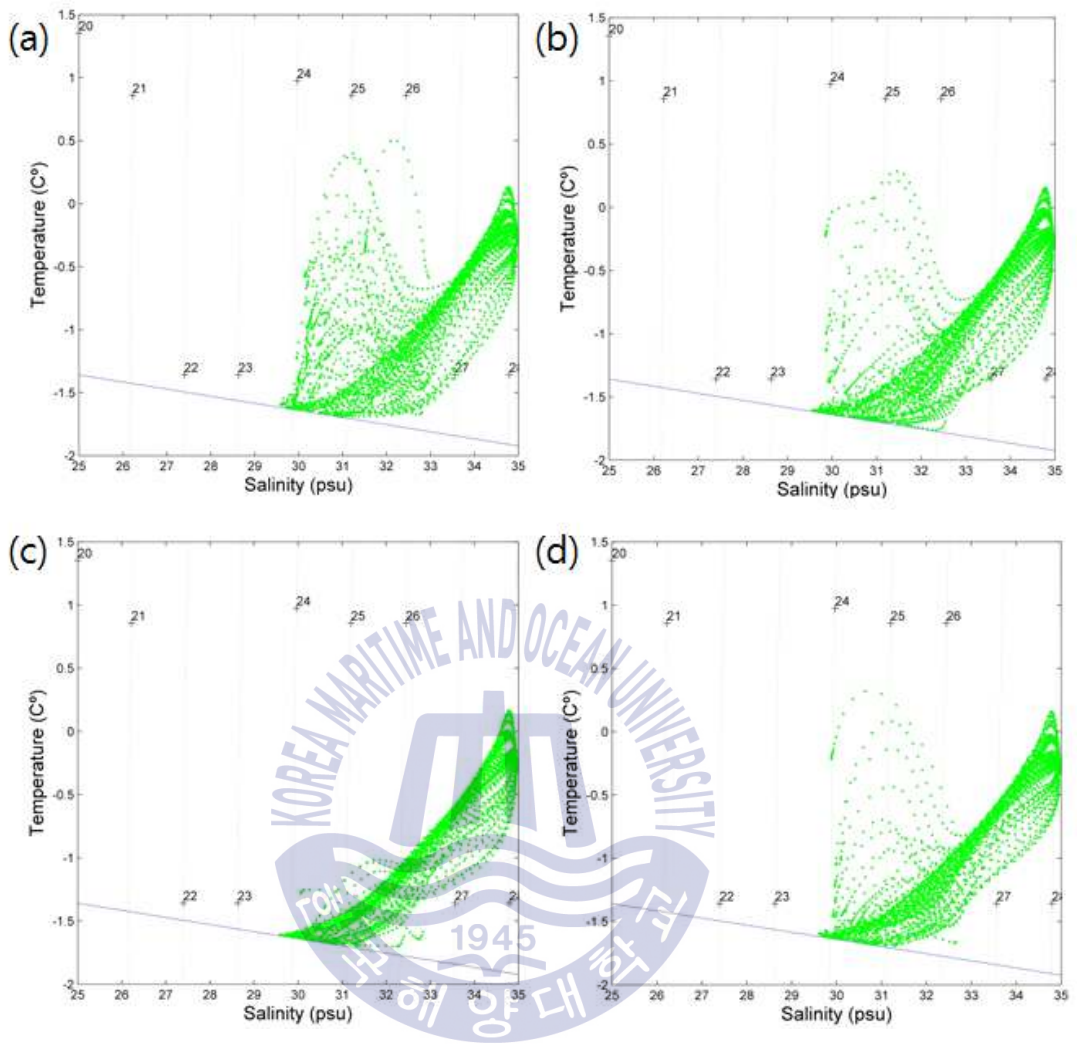


Fig. 39 9월 t-s diagram (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4

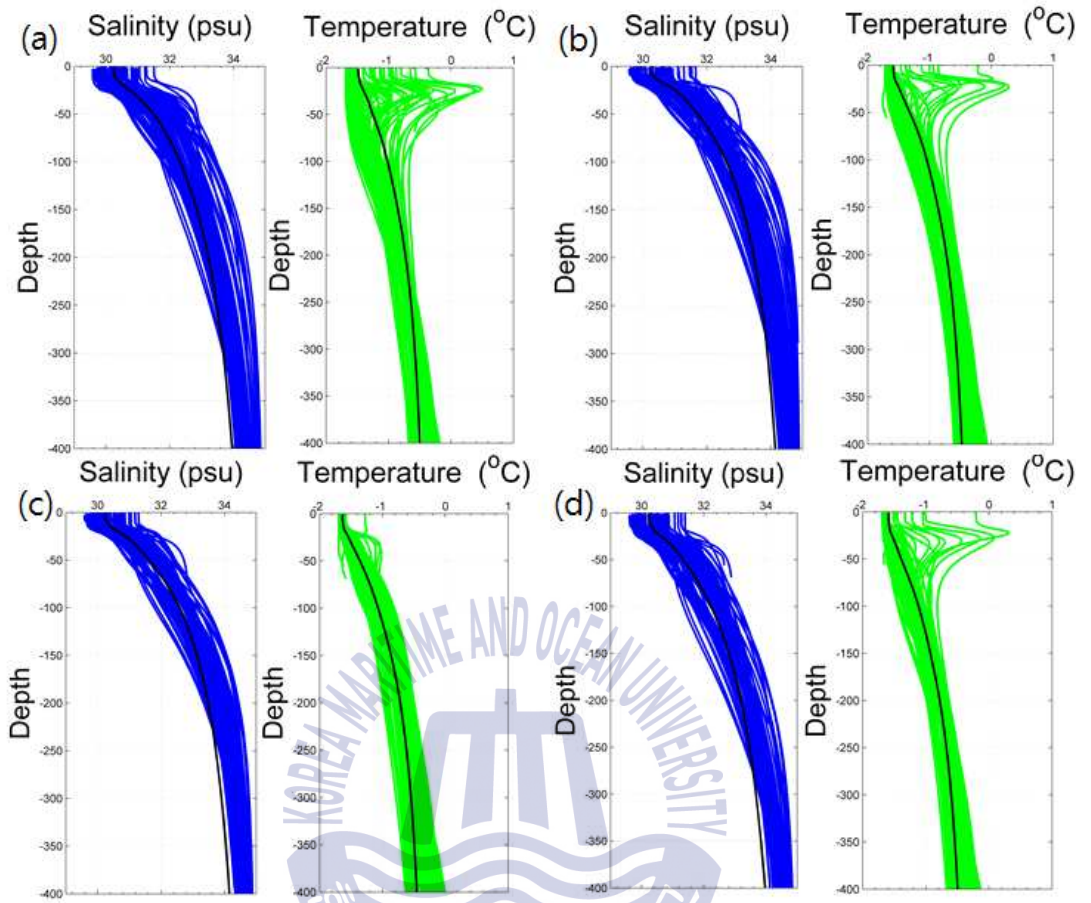


Fig. 40 9월 염분, 수온 연직 프로파일 (a) test1 (b) test2 (c) test3 (d) test4