

## 해양대순환모형을 이용한 해빙의 역할에 관한 수치실험 연구

안중배\* · 이진아<sup>1</sup>

부산대학교 대기과학과, <sup>1</sup>기상청

### Numerical Study on the Role of Sea-ice Using Ocean General Circulation Model

JOONG-BAE AHN\* AND JIN AH LEE<sup>1</sup>

Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, <sup>1</sup>Korea Meteorological Administration

본 연구에서는 기후 시스템 내에서의 해빙의 역할을 살펴보고자 열역학적 방식에 의한 해빙 모형을 개발하고 이를 해양대순환 모형인 MOM에 접합한 해양/해빙 접합 모형을 구축하여 수치적 실험을 하였다. 연구에서는 먼저 접합한 모형을 이용하여 해빙의 계절 평균적인 분포를 모사하였다. 또한 해양대순환 모형이 해빙 모형과 접합한 경우와 접합하지 않은 경우를 비교함으로써 대규모 해양 분포에 나타나는 해빙의 역할을 살펴보았다. 또한 모형의 결과를 다른 모형의 결과 및 관측자료와 비교 분석함으로써 해양/해빙 모형 접합 모형의 결과를 검증하였다. 접합 모형은 양반구 고위도에서의 해빙이 계절적 분포를 전체적으로 적절히 모사하였다. 해양대순환 모형이 해빙 모형과 접합한 경우와 그렇지 않은 경우에 대한 비교 연구에서 해빙은 양반구 고위도에서의 해수온과 염분을 유지시켜주는 중요한 역할을 할뿐만 아니라 South Ocean 순환세포와 남반구 순환세포(Southern Hemisphere circulation cell) 및 북대서양 심층수와 관련한 자오 심해 순환과 남극환류 같은 동서류의 순환도 적절히 모사하였다.

In order to find out the role of sea-ice in the climate system, a thermodynamic sea-ice model has been developed and included in the ocean general circulation model, MOM2, for the construction of OGCM/sea-ice coupled model in this study. By using the model developed, seasonal mean sea-ice distribution has been simulated, first of all. The role of sea-ice in the sense of large scale ocean circulation has been studied by comparing the results of OGCM/sea-ice coupled model experiment with OGCM-standalone experiment. At the same time, the coupled model has been verified by comparing and analysing the results of the other models and observation. The coupled model has reasonably simulated the overall seasonal distribution of sea-ice in the high latitudes of both hemispheres. In the comparative analysis between the OGCM/sea-ice coupled and OGCM-standalone experiments, the sea-ice is playing important roles on maintaining not only the distributions of temperature and salinity in high latitudes of both hemispheres, but also the meridional ocean circulation associated with south ocean cell, southern hemisphere cell and zonal ocean circulation such as a circum-polar current.

### 서 론

전체 해양의 약 7%를 덮고 있는 해빙은 대기 및 해양과 더불어 기후시스템에서 가볍게 처리되어서는 안될 중요한 아시스템(subsystem)이다. 해빙이 기후 시스템에 미치는 영향은 크게 열적 효과와 열염순환과 관련한 효과로 볼 수 있다. 즉, 해빙은 강한 절연 효과를 가지고 있으므로, 해양과 대기의 수분, 열, 운동량 교환을 제한하는 역할을 한다. 이러한 절연 효과는 대기 내에서의 남북 간의 기온의 경도를 강화시켜 남북순환인 페렐(Ferrel)과 해들리(Hadley) 순환을 유지시키는데 기여한다. 또한 해빙은 높은

지표 알베도로 인하여 기후 시스템 내에서 일차적인 양의 되먹임(positive feedback)을 한다. 즉, 기온이 상승하면 눈과 해빙이 덮인 지역이 축소되어 해수면에 더 많은 태양 복사 에너지가 흡수되므로 해수온이 더욱 상승하게 된다(Peixoto and Oort, 1992). 더 나아가 기후는 평균 해빙의 두께와 해빙의 면적에 크게 영향을 받고 있다는 연구 결과도 있다(Rind *et al.*, 1995). 또한, 북대서양 등에서 나타나는 열염 순환은 해빙의 얼고 녹음과 관련된 여러 효과들로 인해 대규모 해양순환이 영향을 받는 현상이다(Lohmann and Gerdes, 1998). 해빙은 복사 과정에서의 알베도 효과, 대기와의 해양의 행성 경계층 간의 열, 운동량, 수분 교환을 조정하는 중간자로서 여러 가지 되먹임 작용을 일으키는 매우 중요한 기후 아시스템이다.

\*Corresponding author: jbahn@pusan.ac.kr

지금까지 해빙의 복잡한 물리 과정 및 이와 관련한 기후 시스템간의 상호작용에 관한 많은 연구가 학자들에 의해 이루어졌다. 이렇게 복잡한 상호 작용을 이해하기 위한 가장 좋은 접근 방법 중의 하나는 해빙을 객관적으로 모사할 수 있는 수치 모형을 이용하는 것이다. 특히 해빙에 의한 기후의 민감도를 평가하기 위해서는 기후 모형을 통한 해빙과 극 지역 기후의 현실적인 모사가 필수적이다.

해빙에 관한 연구는 Maykut and Untersteiner(1971)가 처음으로 1차원 열역학 해빙 모형을 개발했으며 이후 Semtner(1976)는 컴퓨터 계산 시간을 줄이기 위하여 이 모형을 단순화하였다. Parkinson and Washington(1979)은 3차원 역학-열역학 해빙 모형을 제시하였고 Hibler(1979)에 의해 해빙 역학의 필수적인 과정을 포함하는 viscous-plastic 모형이 개발되었다. 그러나 이 모형은 많은 적분 시간을 요구하므로 Flato and Hibler(1987)는 cavitating-fluid 근사로 모형을 단순화하였다. 이러한 해빙 모형의 개발에 이어, Hibler and Bryan(1987)과 Semtner (1987)는 해빙과 해양이 접합된 모형을 제시하였다.

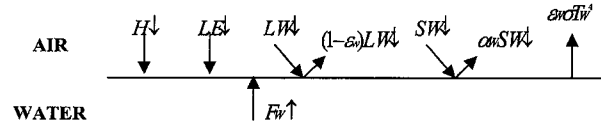
본 연구에서는 기후 시스템 속에서 해빙의 이러한 중요한 역할을 살펴보고자 Semtner(1987)에 근거한 열역학적 해빙 모형을 개발하고 이를 해양 대순환 모형(Ocean General Circulation Model, 이하 OGCM)에 접합한 해양/해빙 접합 모형을 구축하여 이를 통한 해빙 모사를 시도하였다. 또한 OGCM과 해빙 모형을 이용하여 두 모형이 접합한 경우와 그렇지 않은 경우를 비교함으로써 기후시스템에 나타나는 해빙의 역할을 살펴보았다. 동시에 모형의 결과를 다른 모형의 결과 및 관측 자료와 비교·분석함으로써 모형의 성능을 검증하였다.

### 해빙 및 접합모형의 구조 및 실험방법

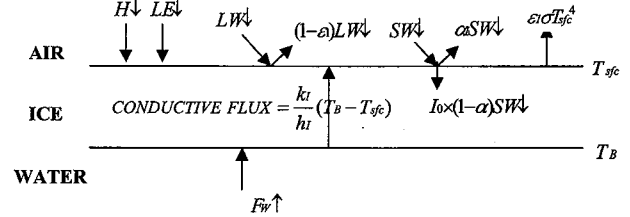
#### 해빙 모형의 구조

본 연구에 사용된 해빙 모형은 Semtner(1987)의 1차원 열역학 해빙 모형을 기반으로 하고 있으며 연속적으로 해빙층과 적설층으로 구분된다. 또한 해빙 모형과 접합된 해양대순환모형은 MOM2이다. Fig. 1은 해빙 모형의 구조를 나타낸다. 그림에서 보듯이 해빙 모형은 해빙과 눈이 모두 존재하지 않는 해수면 상태인 경우(Fig. 1(a))와 눈이 없고 해빙만 존재하는 경우(Fig. 1(b)), 그리고 해빙과 눈이 모두 존재하는 경우(Fig. 1(c))에 대하여 각각 계산된다. Fig. 1(a)는 해빙이 없는 경우로 해양대순환모형의 최상층에서의 열수지는 벌크공기역학법에 의한 현열(H), 잠열(LE) 방출과 장파복사(LW) 그리고 단파복사(SW)의 균형에 의해 결정된다. 그림에서 해양에서 대기로 향하는 장파복사는  $\epsilon_w \sigma T_w^4$ 로 표현되어 있으며 이 때  $T_w$ 는 모형 최상층의 수온이다. 여기서 단파복사는 관측값을 이용하였으며 현열, 잠열, 장파복사의 추정은 대기에서 관측되는 기온, 습도, 운량, 바람 기압 등의 월평균 기후값을 사용하여 Esbensen and Kushnir(1981)의 방법으로 추정하였는데 이들의 방법은 일반적인 벌크공기역학법 중의 하나이다. 또한 해양대순환 모형이 대기로부터 주어지는 기후조건에 따라 결정적으로 반응하도록 하기 위하여 관측된 SST를 restoring으로 주어지는 것과 같은 인위적인 조정은 배제하였다. 따라서 해양은 순수하게 대기로부터의 외력에 의해서만 결정되도록 하였다. 그림에서  $\epsilon_w$ ,  $\alpha_w$ 는 각

(a) Case of no ice



(b) Case of ice with no snow



(c) Case of snow-covered ice

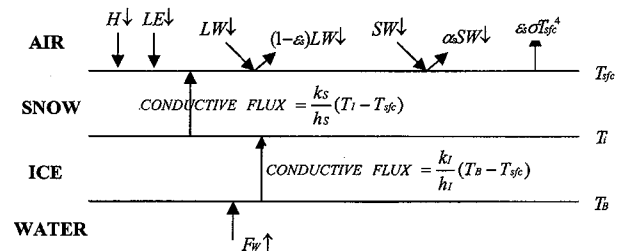


Fig. 1. Schematic diagrams of (a) no ice, (b) ice with no snow, and (c) snow-covered sea-ice model.

각 해수면에서의 emissivity와 albedo를 의미한다.

눈은 없고 해빙만 있는 경우(Fig. 1(b)), 해빙을 벌크로 가정하여 처리하였으며 그림에서 보는 바와 같이 해빙의 표면과 바닥에서의 열수지를 고려함으로써 해빙의 온도와 해빙의 두께를 처리하였다. 여기서  $\epsilon$ 와  $\alpha$ 는 각각 해빙 표면에서의 emissivity와 albedo를 의미한다. 얼음에서의 전도는 얼음의 표면과 바닥에서 얼음의 온도가 선형적으로 변한다고 가정하여 그림에서 주어진 것과 같은 방식으로 추정하였다. 여기서  $k_i$ 와  $h_i$ 는 각각 얼음에서의 열전도율과 얼음의 두께를 의미한다.  $F_w$ 는 해빙 아래의 해양으로부터 들어오는 열속(heat flux)을 나타낸다. Parkinson and Washington(1979)은 이 열속을 일정한 상수로 주어 해결했지만 본 연구에서는 Han and Gates(1988)의 방식대로 해빙의 온도와 모형의 최상층 수온과의 차이에 비례하도록 함으로써 추정하였다. 즉,

$$\frac{\rho_0 c_w k}{h} (T_w - T_B)$$

여기서  $\rho_0$ 는 해수의 밀도,  $c_w$ 는 해수의 비열 그리고  $k$ 는 열확산 계수이며  $h$ 는 모형의 최상층의 두께이며  $T_w$ 는 모형 최상층의 온도,  $T_B$ 는 물과 닿는 해빙의 온도로 본 연구에서는  $-1.8^\circ\text{C}$ 로 하였다. 열수지에 의해 해빙이 녹거나 얼 때는 해빙에 4%의 염분이 포함되었다고 가정하여(Washing and Parkinson, 1986) 해빙에 의

한 해양으로의 담수의 유입과 유출을 결정하였다.

마지막으로 해빙이 눈에 덮혀있는 경우(Fig. 1(c)), 적설도 해빙과 마찬가지로 벌크로 처리하였으며 눈에서의 온도 분포도 선형적으로 변한다고 가정하여 열의 전도를 계산하였다. 그림에서  $k_s$ 는 눈에서의 전도율, 대문자 아래첨자 I는 해빙, 소문자 아래첨자 i는 해빙과 눈의 경계를 그리고 S는 눈을 의미한다. 여기서 눈의 존재 및 성장 여부는 강수의 존재와 대기의 온도, 그리고 해빙과 눈, 대기와 눈 사이의 각 경계면에서의 열적인 균형에 의해서 결정된다고 보았다. 본 연구에서는 해빙의 역학적 운동과 이에 의한 해빙 분쇄에 따른 리드(lead)와 같은 부분 개방 효과는 고려되지 않았으며, 생성된 눈과 해빙은 각 격자 내에 고르게 분포한다고 가정하였다.

**해빙-해양 접합모형의 구조**

본 연구에 사용된 OGCM은 Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)에서 개발된 3차원 원시 방정식 모형 Modular Ocean Model version 2.0(MOM2.0)이다. 수평 좌표로 구면 좌표계를, 격자 형태는 지균 조절(geostrophic adjustment)이 효과적인 Arakawa-B 격자 방안을 사용하였다. 모형의 해상도는 경도 1.125°로 일정한 값을 가지며, 위도는 적도 지역에서 1.121495°의 최대값을 극 지역에서는 1.1121°의 최소값을 가지며 변하는 가우시안 격자를 사용하였으며, 총 320×160개의 조밀한 격자점을 가진다. 연직적으로는 고도 좌표계를 사용하며, 층 간격은 표층에서 최소 25 m, 심층에서 최대 약 900 m까지 변하는 균일하지 않은 15층 구조를 가진다. 각 층의 경계는 25, 50, 75, 100, 135, 207, 352, 597, 965, 1465, 2097, 2852, 3707, 4635, 5600 m에 위치한다. 연직 속도를 제외한 나머지 모든 변수들은 각 층의 가운데 면에서 계산된다. 모형이 다루는 영역은 실제에 가까운 육지·해양 분포와 해저 지형이 고려된 전구 해양으로 남극, 오스트레일리아, 인도네시아, 파푸아뉴기니, 아이슬란드, 마다가스카르, 뉴질랜드 등을 섬으로 취급하였다. 그리고 해저 지형을 결정하기 위한 해저 고도 자료는 기본적으로 위·경도 1°×1°의 해상도를 갖는 Scripps 자료를 모형 격자에 맞게 내삽하여 사용하였다. OGCM의 상층 경계 조건으로는 운동량 속, 열 속 및 염분 속으로 본 모형에서 운동량 속은 Hellerman and Rosenstein(1983)의 월 평균 기후값이 사용되었다. 열 속은 NCEP/NCAR 월 평균 재분석 대기 자료인 단파 복사 속, 하향 장파 속, 바람, 기온, 비습, 강수량, 해면기압 등을 사용하여 벌크 공기역학법으로 추정하였다. 모형의 초기 조건으로 해수온과 염분에 대하여 Levitus(1982) 1월 평균 자료를 각 층에 사용하였다. 본 OGCM에서 염분 속 및 열 속에 대한 계산에서 특이한 점은 우선, 염분 속의 계산은 변화하는 대기와 해양에 대해 반응할 수 있도록 강수량과 증발량을 이용하여 계산하였다는 것과 열 속의 계산은 여러 가지 대기 변수를 이용하여 벌크법으로 현열, 잠열, 장파 속을 계산한다는 것이다.

**실험방법**

해빙이 기후 시스템에 미치는 영향을 알아보기 위하여 두 가지 실험을 하였는데, 첫 번째 실험(Exp-1)은 해빙 모형이 접합되지 않은 OGCM을 이용하여 앞 절에서 설명하였던 초기 조건과 경계 조건으로 cold start하여 총 50년 동안 적분하였다. 두 번째 실험

(Exp-2)는 해빙 모형이 접합된 OGCM으로 첫 번째 실험과 동일한 방법으로 같은 기간 적분하였다.

**실험결과 및 분석**

**모형에 나타난 해빙의 분포**

기후시스템에 나타나는 해빙의 역할을 살펴보기에 앞서, 해빙을 모사하는데 있어 본 모형의 성능을 검증하고자, 모형이 모사한 해빙의 분포를 살펴보았다.

Fig. 2는 모형과 관측에 의한 전체 극 지방 및 남극과 북극 지방에서의 월 평균 총 해빙 면적의 연중 변화를 나타낸다. 모형결과에서 보듯이 북극 지방과 남극 지방에서 해빙이 차지하고 있는 면적의 계절 변화 양상이 다르게 나타난다. 즉, 남극 지방의 최대 면적은 7월과 10월 사이에, 최소 면적은 2월과 3월 사이에 나타나며, 북극 지방에서는 1월과 2월 사이에 최대 면적이, 8월과 9월 사이에 최소 면적이 나타난다. 또한 북극 지방에서는 평균적으로 약 10의 해빙이, 남극 지방에서는 약 15의 해빙이 분포되어 있어, 남극 지방에서 계절 변화의 폭이 더 큼을 알 수 있다. 이렇게 양 극 지방의 해빙 분포가 다르게 나타나는 이유는 주위가 대륙으로 둘

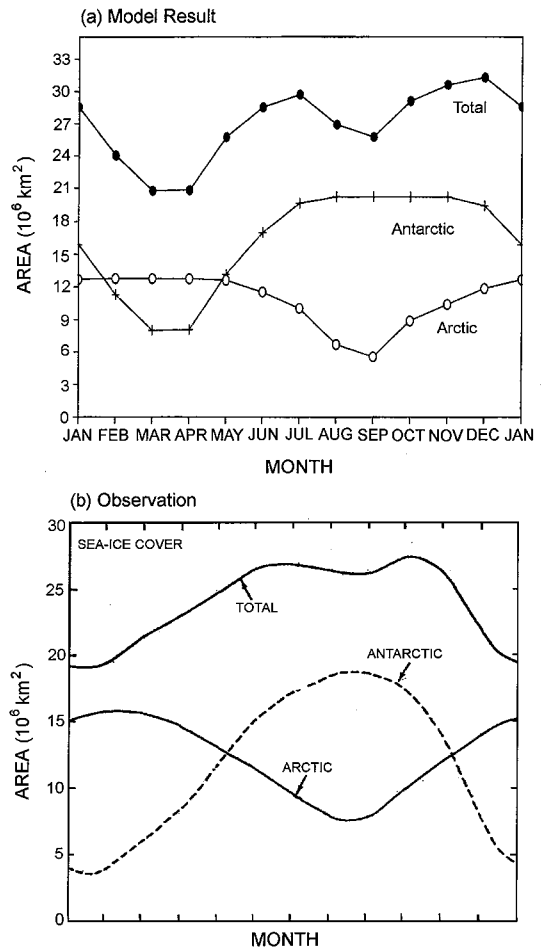
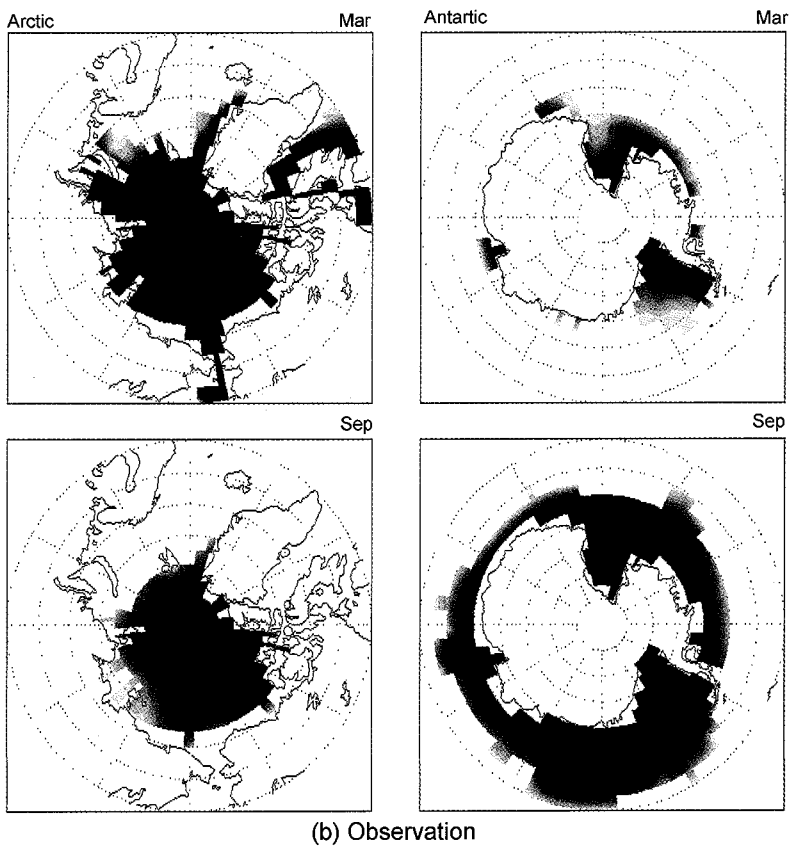
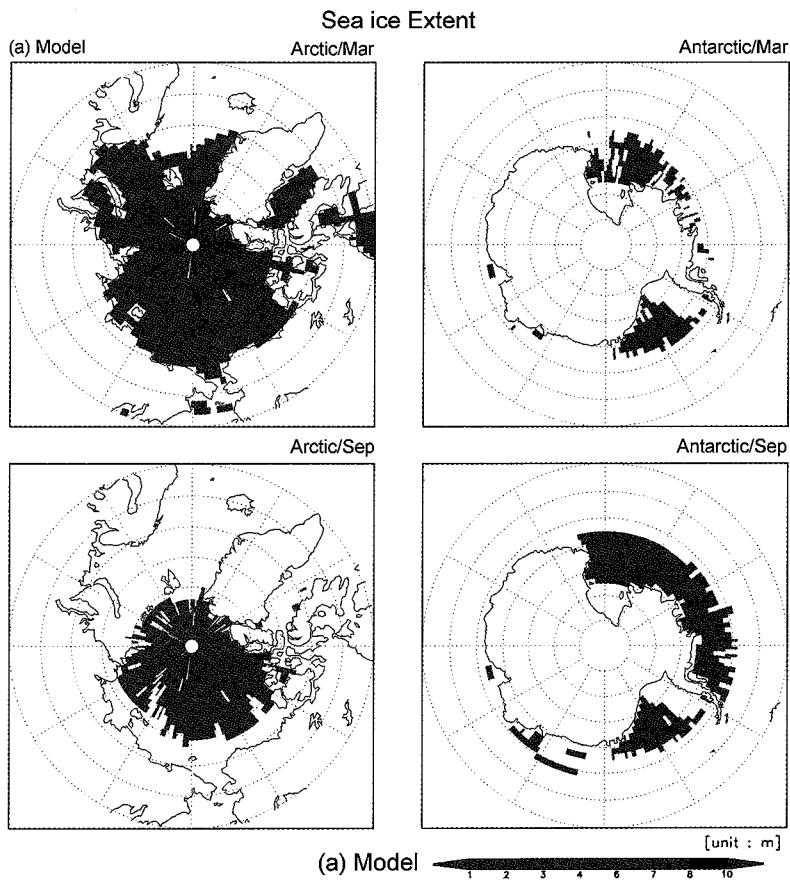


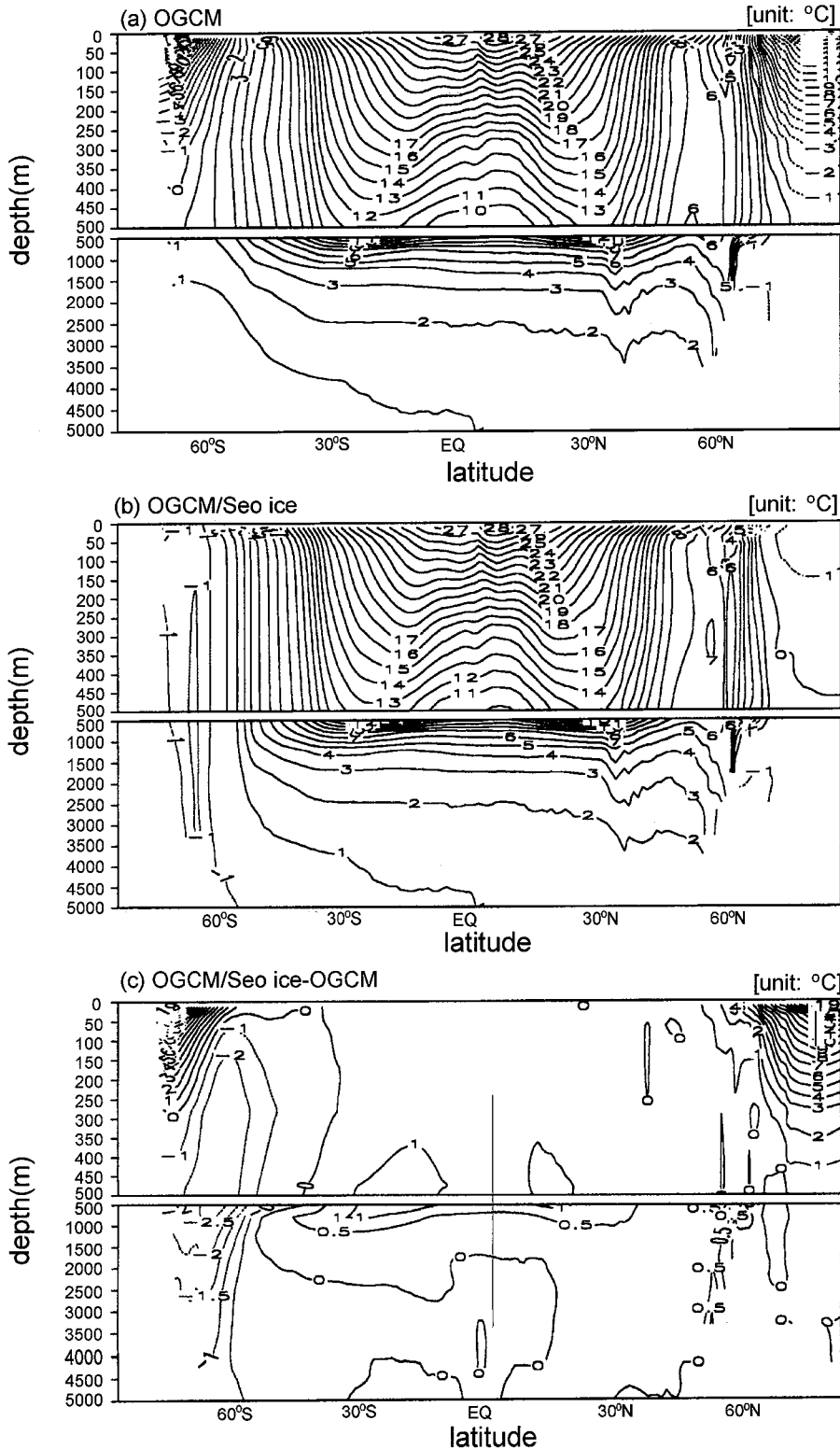
Fig. 2. Sea ice cover in the Arctic, Antarctic and globe for (a) model results and (b) observation (after Ropelewski, 1989).



**Fig. 3.** Sea ice extent in Arctic (left) and Antarctic (right) for March (top) and September (bottom) from (a) simulated model results and (b) observation.

리싸인 북극해와 주변이 해양으로 둘러싸인 남극 해양의 지형적인 차이에서 기인되는 것으로 보인다. 이 결과는 관측결과인 Fig. 2(b)에서 보는 바와 유사하다(Ropelewski, 1989). 또한 Ropelewski (1989)가 제시한 결과인 북극 지방에서의 , 남극 지방에서의 의 값

과 비교했을 때 좀 더 적게 조사하고 있으나, 해빙의 면적이나 두께에 관한 관측자료에는 아직까지도 상당한 정도의 불확실성이 존재하고 모형에서도 해빙의 리드나 이류에 관한 역학적인 문제가 고려되어있지 않음을 고려할 때 모형의 결과는 비교적 해빙의 계



**Fig. 4.** Vertical cross sections of zonally averaged annual mean sea temperatures of (a) OGCM stand-alone, (b) OGCM/sea ice coupled model results, and (c) the difference between the two.

절적인 변화를 잘 묘사하고 있다.

Fig. 3의 (a)와 (b)로 각각 모형과 관측 결과로 북극과 남극 지방에서의 3월과 9월의 해빙 분포를 나타낸 것이다. Fig. 3(a)에서 보듯이 3월 북극 지방에서는 해빙이 북극해 전체 및 그린란드 대부분의 해역과 바렌쯔해, 오흐츠크해에 이르는 넓은 지역을 덮고 있는데 반해, 9월에는 그린란드와 북극해 지역에 한정되어 나타난다. 또한 3월 남극 지방에는 해빙이 위도 70°S 정도까지 분포해 있는 반면, 9월에는 60°S까지 확장되어 나타난다. 따라서 양 극 지역 모두 3월과 9월의 최대, 최소의 분포를 잘 묘사하고 있다. 이러한 계절 변화는 Parkinson and Washington(1979)의 결과나 Fig. 3(b)에서 보여주는 관측의 결과와 유사하다. 해빙 두께의 분포를 살펴 보면, 남극과 북극 지방에서 Parkinson and Washington(1979)의 결과와 유사하게 평균 1~2m 정도의 두께를 나타내며, 로스해와 웨델해에서 큰 값이 나타나는 분포도 일치한다.

**기후 시스템에 나타난 해빙의 역할 분석**

기후 시스템에 나타나는 해빙의 역할을 좀 더 자세히 살펴보기 위하여, OGCM과 해빙 모형을 접합하지 않은 경우(Exp-1)와 접합한 경우(Exp-2)의 적분 마지막 해인 50년째 결과를 이용하여 비교·분석하였다.

Fig. 4는 (a)OGCM에 해빙 모형을 접합하지 않은 경우, (b)접합한 경우, 그리고 (c)그 차이를 연평균한 후 동서 평균한 해수온의 연직 분포를 나타낸다. 해빙 모형을 접합하지 않은 경우에는 적분이 진행됨에 따라 양 극 지역에서 온도가 계속 떨어지는 비현실적인 모습이 나타난다. 그러나 해빙 모형을 접합하는 경우 해수온이 -1.8°C이하로 떨어지면 해빙이 형성되어 지속적인 온도 감소 현상이 없어진다. 그림에서 보듯이 양극에서의 온도 차이가 심해 1000m까지 나타나고 있다. 즉 해빙 모형을 접합하지 않음으로서 나타났던 심해에서의 비현실적인 온도 분포도 해빙의 형성으로 인해 현실적인 온도 분포로 바뀌었음을 의미한다.

Fig. 5는 모형 최상층에서의 동서 평균된 연 평균 해수온의 분포로서, 해빙 모형을 접합하지 않은 경우와 접합한 경우 및 관측

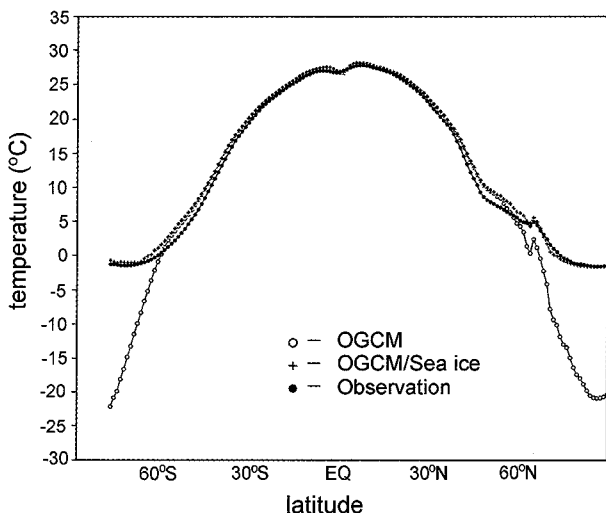


Fig. 5. Zonally averaged annual mean sea temperature at the uppermost layer for OGCM, OGCM/sea ice model and observation.

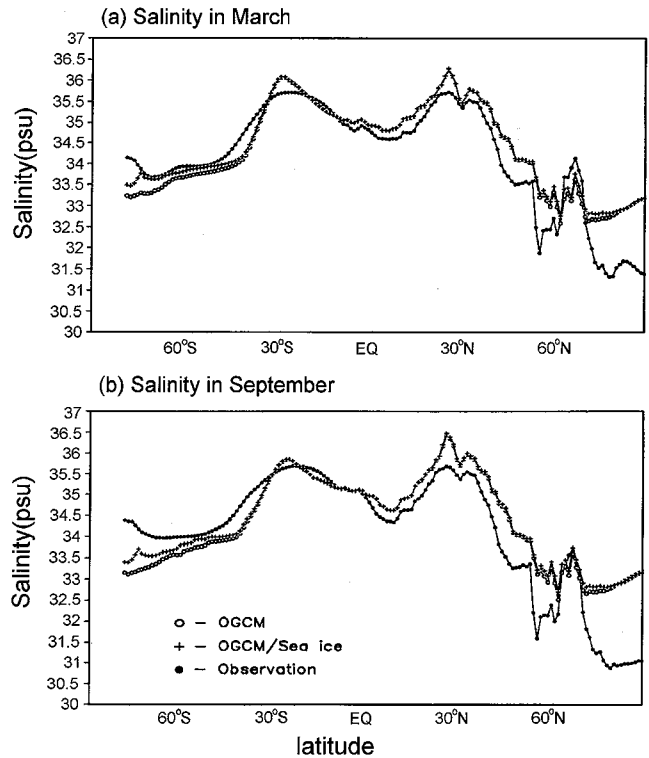


Fig. 6. Zonally averaged (a) March and (b) September salinity at the uppermost layer for OGCM (solid), OGCM/sea-ice (dotted) and observation.

결과를 함께 나타내었다. 적도 냉수역을 중심으로 양 반구 대칭인 온도 분포가 관측과 유사하게 나타난다. Fig. 4에서 살펴본 바와 마찬가지로, 해빙 모형을 접합함으로써 접합하지 않았을 경우에 양 극 지역으로 갈수록 점점 낮아졌던 해수온의 분포가 관측과 유사한 형태로 묘사되었다.

Fig. 6은 해빙 모형을 접합하지 않은 경우와 접합한 경우에 대한 모형 최상층의 (a) 3월과 (b) 7월의 동서 평균 염분의 분포이다. 앞서 해빙의 평균장 분포에서도 보았듯이 북반구보다는 남반구에서 해빙의 계절 변화가 더 크게 나타나는데, 3월은 남극 지방에서 해빙의 면적이 최소인 시기이며, 9월은 최대인 시기이다. 따라서 최소인 시기에 해빙이 많이 녹음으로서 염분이 낮아지고, 최대인 시기에는 해빙의 형성으로 인해 소금물이 유입되어 염분이 높아지게 된다. 이러한 현상은 해빙 면적이 최대인 9월에 해빙 모형을 접합하지 않은 경우와 접합한 경우의 염분 차이가 해빙의 면적이 최소인 3월보다 큰 것로부터 알 수 있다. 해빙 모형을 접합한 경우가 그렇지 않은 경우보다 관측과 유사하다. 그러나 이러한 모습은 남반구에서 더욱 뚜렷이 나타나며, 북반구에서는 해빙의 영향으로 인한 염분의 효과가 관측과 비교해 볼 때 잘 나타나지 않는다. 이것은 먼저 시베리아나 북미 대륙으로부터 북극해로 유입되는 담수가 적절히 모형에 모수화되지 못한 점과 모형의 지형에서 천해인 베링해가 막힘으로서 북극 지방으로의 염분 수송이 정확하게 묘사되지 않았기 때문으로 보인다.

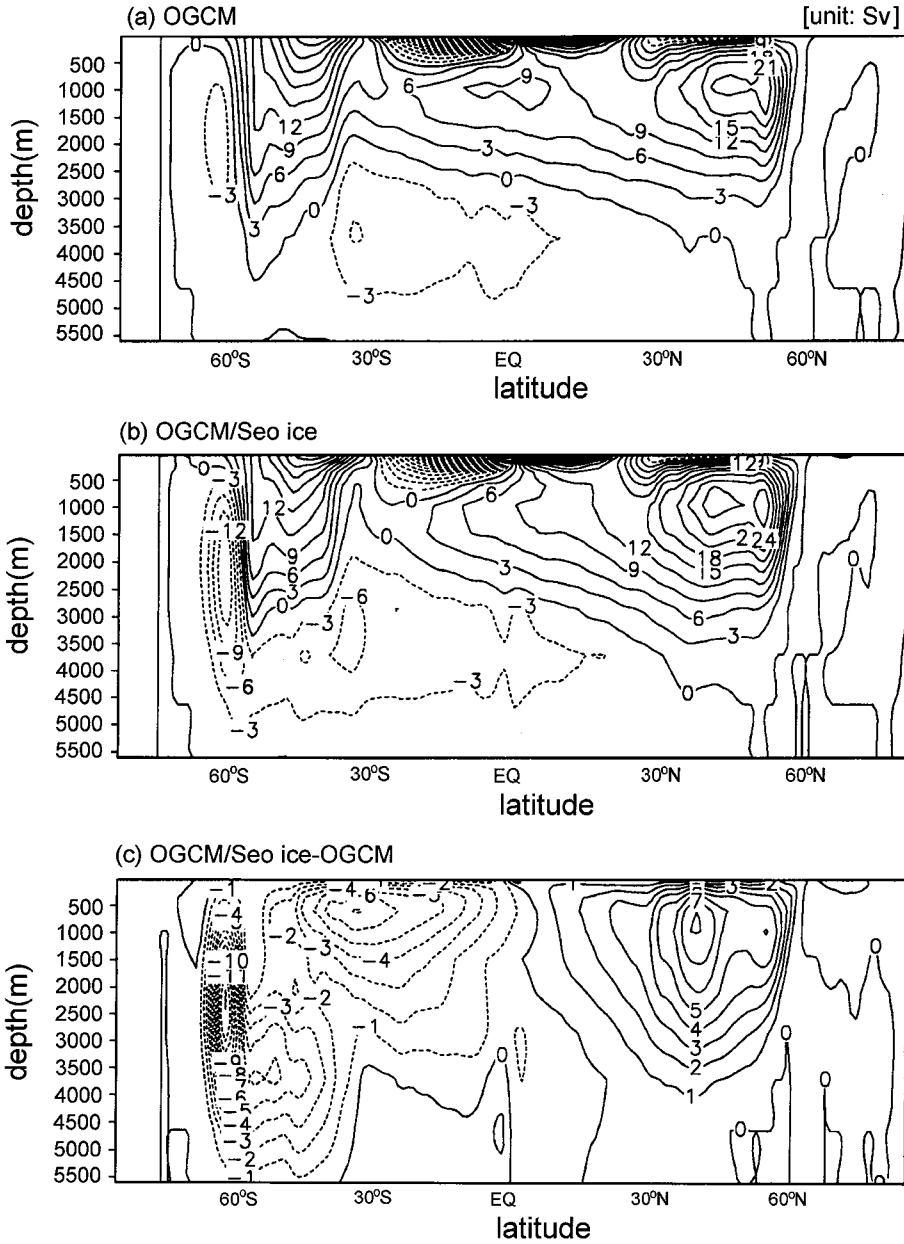


Fig. 7. Same as Fig. 4, but for annual mean overturning.

Fig. 7은 동서 평균된 연 평균 overturning의 연직 구조를 나타내며, (a)는 해빙 모형을 접합하지 않은 경우, (b)는 접합한 경우, (c)는 두 경우의 차이이다. 그림에서 보듯이 해빙 모형을 접합한 경우, 해빙이 형성되는 양 극 지방에서의 변화가 뚜렷이 나타난다. 특히 남극 대륙 주변은 안정하게 성층화된 지역으로 해빙의 형성으로 인한 고염분수 유입이 크게 나타나는데, 이에 따른 활발한 심층 대류를 모형을 잘 묘사하고 있다. 즉, Antactic Bottom Water (AABW)와 관련이 있는 South Ocean(SO) 순환세포와 Southern Hemisphere (SH) 순환세포의 침강 branch가 잘 묘사되고 있다. 또한 위도 50°N ~ 60°N에서의 차이는 북대서양에서의 North Atlantic Deep Water (NADW) 현상이 잘 묘사된 것에 의한 것이다. 이러한 결과는 Cai *et al.*(1997)에 의해 제시된 overturning과 염분의 양의 되먹임으로도 설

명할 수 있다. 즉, 염분의 수송에 의해 고위도 표층 염분이 높아지면 표층 해수의 밀도가 높아져서 심층수의 형성이 활발해진다. 그리고 이것은 더욱 overturning을 강화시키게 된다.

Fig. 8은 연 평균 유선함수의 전구 수평 분포이며, (a)는 해빙 모형을 접합하지 않은 경우, (b)는 접합한 경우, (c)는 두 경우의 차이이다. (c)에서 보듯이 북아메리카 동안의 일부 지역과 남극 지방 주변에서 뚜렷한 차이를 보인다. 북대서양에서 반시계 방향의 수평순환이 더욱 강화되는 것이나 남극 지방 주변에서 수평순환이 강화됨을 양의 값의 차이를 보이는 것은, Fig. 7에서 보인 overturning의 연직 분포에서 설명하였듯이, 이 지역이 안정하게 성층화된 곳이므로 해빙의 형성과 관련한 overturning의 강화로 인해 질량 수송이 활발해지기 때문으로 보인다.

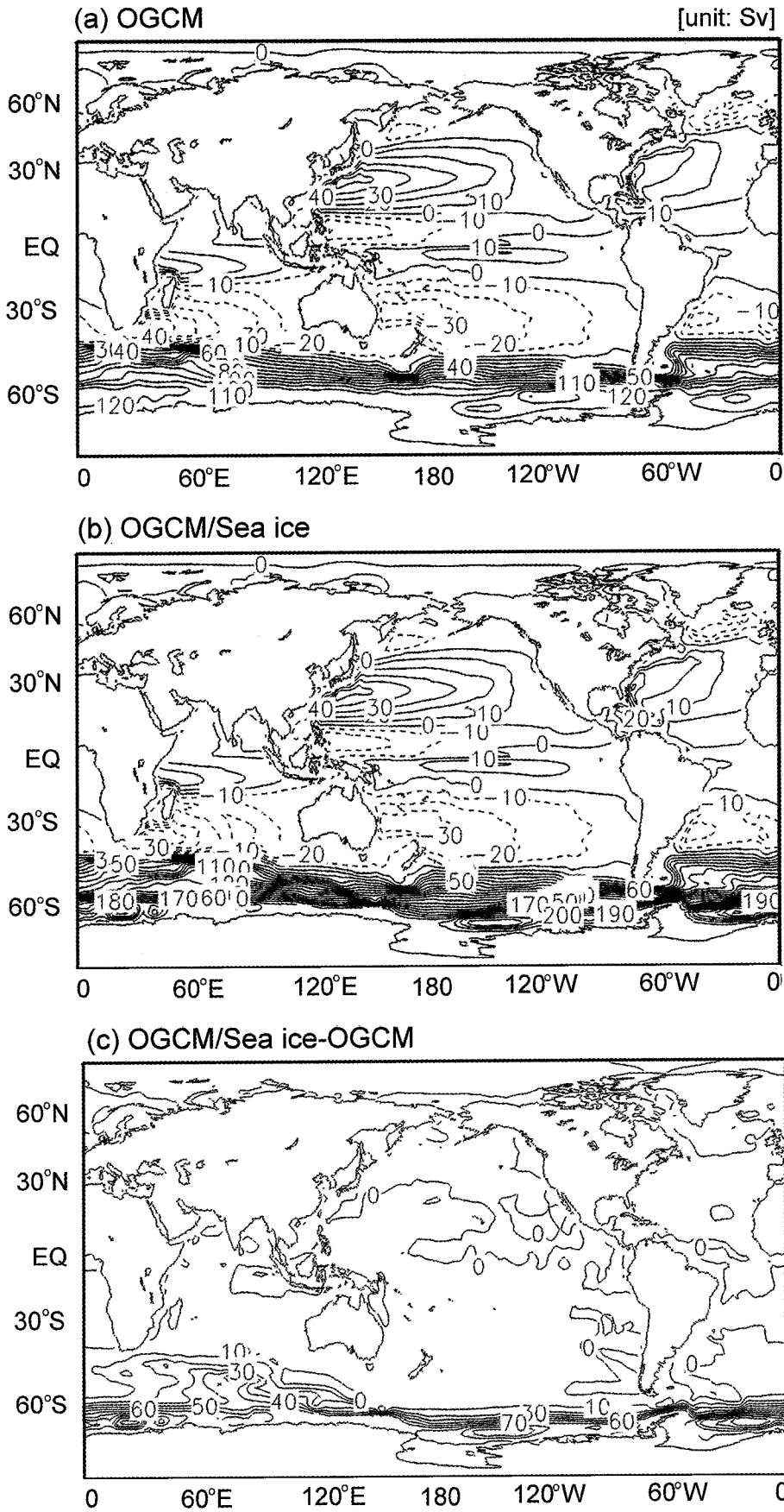


Fig. 8. Horizontal distributions of annual mean stream function for (a) OGCM stand-alone, (b) OGCM/Sea ice coupled model results, and (c) the difference between the two.



**결론 및 요약**

본 연구에서는 해빙이 해양 및 기후 시스템에 미치는 영향을 살펴보고자 해빙 모형을 개발하여 해양 대순환 모형인 MOM과 결합하였으며 이를 이용하여 해빙이 결합된 OGCM의 성능을 해빙이 고려되지 않은 OGCM과 비교하여 검증하였다.

본 연구에서 개발된 해양/해빙 결합 모형은 해양의 평균 상태를 해빙이 고려되지 않은 OGCM보다 현실적으로 모사하였다. 즉, 해빙이 고려되지 않은 해양 모형의 결과와 해빙이 결합된 해양 모형의 결과를 비교하였을 때 결합 모형에서 나타난 해빙의 분포는 남북극에 걸쳐 분포의 범위와 평균 두께, 그리고 계절 변화 양상이 기존의 연구나 분석의 결과와 대부분 잘 일치하였다(Parkinson and Washington, 1979; Ropelewski, 1987). 결과에 나타난 분포와 면적의 작은 차이는 관측의 불확실함과 모형이 열역학적 모형이기 때문에 해빙의 이류 효과 등이 나타나지 않았기 때문으로 보인다. 해수온의 수평 및 연직 분포에 있어서 열의 절연체인 해빙의 존재는 해빙이 존재하지 않을 경우 대기와 해양간의 극심한 온도 차이에 의한 현열과 잠열 그리고 장파복사 등의 방출로 말미암아 양극 지방의 수온이 낮아지는 현상을 완화시켜 관측과 유사한 수온 분포의 모사를 가능하게 하였다. 동서 평균된 연평균 overturning의 연직 구조에서는 북반구 고위도에서의 NADW, 남반구 고위도에서의 AABW의 형성에 기여하는 SO 순환세포 및 SH 세포 등을 적절하게 재현하였다. 또한 연평균 유선함수의 전구 분포도 관측과 다른 모형의 결과와 유사하게 나타났다. 이러한 overturning의 구조에 있어서 해빙의 중요한 역할은 해빙의 열고 녹음에 따른 표층 염분의 변화와 이에 따른 침강(downwelling)과 심층수 형성과 관련이 있다. 단지, 모형에서 강수에 의해 해양으로 유입되는 담수의 효과가 고려되어 있지 않기 때문에 북극해 등 일부 하천의 유입지역에 높은 염분이 나타나는 현상은 앞으로 적절한 모수화를 통하여 개선되어야 할 부분이다.

위와 같이 본 연구에서 구축된 해양/해빙 결합 모형은 해양의 평균장을 대체로 잘 모사할 뿐만 아니라, 해빙이 기후 시스템에 미치는 영향을 고려함으로써 보다 더 현실적인 해양을 모사하는 것으로 나타났다.

**감사의 글**

본 연구는 한국기상학회에서 중점사업으로 수행한 슈퍼컴을 활용한 예보능력 향상을 위한 연구용역사업의 연구비 지원으로 완성되었다. 또한 해빙 모형의 개발을 도운 부산대학교 대기과학과 이효신 양에게 감사한다.

**참고문헌**

Cai, W., J. Syktus, H.B. Gordon and S. O'Farrell, 1997. Response of a global coupled ocean-atmosphere-sea ice climate model to an imposed North Atlantic high-latitude freshening. *J. Climate.*, **10**: 929-948.

Esbensen, S.K. and Y. Kushnir, 1981. The heat Budget of the Global Ocean: An Atlas Based on Estimates from Surface Marine Observations. *Climate Res. Inst. Ore. State Univ., Pub.*, **29**, 27 pp.

Flato, G.M. and W.D. Hibler III, 1992. Modeling pack ice as a cavitating fluid. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**: 626-651.

Han Y.-J. and W.L. Gates, 1988. A New Surface Mixed-Layer and Sea-Ice Parameterization for Use with an Observation with an Oceanic GCM. *Climate Res. Inst. Ore. State Univ., Pub.*, **71**, 22 pp.

Hibler, W.D. III, 1979. A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**: 815-846.

\_\_\_\_\_, and K. Bryan, 1987. A diagnostic ice-ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**: 987-1015.

Levitus, S., 1982. Climatological atlas of the world oceans. NOAA Prof. Pap. 13, U. S. Government Printing Office, Washington D.C., 173 pp.

Lohmann, G. and R. Gerdes, 1998. Sea ice effects on the sensitivity of the thermohaline circulation. *J. Climate*, **11**: 2789-2803.

Maykut, G.A. and N. Untersteiner, 1971. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **76**: 1550-1575.

Parkinson, C.L. and W.M. Washington, 1979. A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **84**: 311-337.

Peixoto, J.P. and A.H. Oort, 1992. *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York, 520 pp.

Rind, D., R. Healy, C. Parkinson, and D. Martinson, 1995. The role of sea ice in 2xCO<sub>2</sub> climate model sensitivity. Part I: the total influence of sea-ice thickness and extent. *J. Climate*, **8**: 449-463.

Ropelewski, C.F., 1989. Monitoring large-scale cryosphere/atmosphere interactions. *Adv. Space Res.*, **9**: 213-218.

Semtner, A.J., Jr., 1976. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**: 379-389.

\_\_\_\_\_, 1987. A numerical study of sea ice and ocean circulation in the Arctic. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**: 1077-1099.

Washington, W.M. and C.L. Parkinson, 1986. *An Introduction to Three - Dimensional Climate Modeling*. Oxford Univ. Press, 422 pp.

2001년 6월 28일 원고접수  
 2001년 11월 14일 수정본 채택  
 담당편집위원: 심태보