

전구 해수순환 수치모형에 의한 한반도 주변의 순환 모사 Modeling of Ocean Circulation in the Neighboring Seas of Korean Peninsula from Global Ocean Circulation Model

최병호* · 최영진** · 김철호***

Bung Ho Choi*, Young Jin Choi** and Cheol Ho Kim***

요 지 : 전구해양순환모형인 Bryan-Cox-Semtner모형에서 파생된 NCAR의 NCOM모형을 이용하여 한반도 주변 해역의 해수순환을 가능한 세밀하게 해상시킨 예단적 전구해양순환모형을 수립하였다. 모형영역은 남북방향으로 80.6°S~88.6°N의 범위로서 북극해가 제외되었으며, 한반도 주변이 약 0.3°로 해상된 수평 가변격자와 연직방향으로 15층으로 구성하였다. 섬 주변해안의 순환을 적절히 재현하기 위한 구멍완화법(Hole-relaxation method)을 적용하여 22개의 섬처리가 고려되었으며, NCAR에서 CSM(Climat System Model) 운용을 위해 300년동안 spin-up 계산된 결과를 초기자료로 하고, Choi et al.(2002)의 접합 대기해양모형의 결과로부터 얻은 바람응력자료가 사용되었다. 모형결과로부터, 전구와 북서태평양 해역의 순환패턴을 살펴보았으며, 한반도 주변의 5개해협에서의 용적수송량을 Choi et al.(2002)의 결과 및 관측치와 비교하였다.

핵심용어 : 전구해양순환모형, 북서태평양, 해양순환

Abstract : Global prognostic models based on NCOM(NCAR CSM Ocean Model) of NCAR which is generic from Bryan-Cox-Semtner model are established to study the ocean circulation in the neighboring seas of Korean peninsula. The model domain covers areas from 80.6°S to 88.6°N in meridional direction and the vertical water column is divided into 15 levels taking enhanced grid resolution of 0.3° around Korean peninsula. Island option is used for 22 islands to simulate inshore circulation by hole-relaxation method and the restart hydrographic data are taken from NCAR(1998) CSM model that has been run for 300 years. The wind stress data are taken from Choi et al. (2002). Based on the model results, circulation patterns in the NW Pacific and global oceans are investigated. Volume transports calculated at five straits in the neighboring seas of Korean peninsula are compared with the results from Choi et al. (2002) and other observed data.

Keywords : global ocean circulation model, NW pacific, ocean circulation

1. 서 론

본 연구의 목적은 GFDL의 MOM(Modular Ocean Model) 1.1버전에 근간한 NCAR(National Center for Atmospheric Research)의 OGCM(Ocean General Circulation Model) 모형인 NCOM(NCAR CSM Ocean Model)을 기반으로 하여 한반도 주변 해역에서 고해상도를 갖도록 전구순환모형을 수립하고 그 수치실험 결과를 비교, 검토하는 것이다.

OGCM은 70년대 이후 해양변동 및 기후변화 연구를 위한 목적으로 개발되어 왔으며, 여러가지 주요한 해류의 계절변동 혹은 전구규모의 순환 등 해양의 변동성을 탐구하는 주요 도구로써 사용되고 있다. OGCM은 대기와 해양 사이에서 일어나는 운동량, 열 및 수분교환을 처리하는데, 비교적 단순한 대기상황을 이용하여 구동시키고 있다.

해양순환을 탐구하는 초기에는 복잡한 해저지형과 지

*성균관대학교 토목환경공학과(Corresponding author, Department of Civil and Environmental Engineering, Sungkyunkwan University, Chuncheon-Dong 300, Jangan-Ku, Suwon, 440-746, Korea. bhchoi@skku.edu)

**큐슈대학 지구시스템과학부(Department of Earth System Science and Technology, Kyushu University, Japan)

***한국 해양연구원 지구환경연구본부(Global Environment Research Laboratory, Korea Ocean Research & Development Institute)

배방정식이 갖는 비선형성 때문에 이를 이해하기 어려웠다. 컴퓨터의 발달과 더불어 접근이 어려웠던 문제들에 대한 수치해석적인 방법이 용이하게 되면서, 해양순환을 이해하기 위한 수치모형들이 등장하기 시작했다. Bryan and Cox(1967), Bryan(1969) 그리고 Han(1984) 등이 전구모형을 이용하여 순압 구조나 경압 구조를 갖는 해양에 대한 해수순환을 연구하였고, 대기와 접해 있는 해양 상층의 열적, 운동학적 구조에 대한 이해를 통해 중규모 와동 효과를 처리하기 위해 혼합층을 삽입하는 등 해양대순환 모형(OGCM)을 개선하기 위한 연구가 있었다(Kim and Gates, 1980; Rosati and Miyakoda, 1988).

OGCM의 종류로는 원시방정식 모형(primitive equation model)(Bryan, 1969; Semtner, 1974; Takano, 1974; Han, 1984), 준지균모형(Holland, 1986), 등밀도좌표계모형(Bleck and Boudra, 1981; Oberhuber, 1993) 등이 개발되었으나, 현재는 복잡한 해저지형을 포용할 수 있고 Takano(1974)의 구멍완화법(Hole-relaxation method)을 도입함으로써 섬돌레의 유선을 효과적으로 처리하도록 개량된 다층의 원시방정식 모형인 Bryan-Cox 모형(Bryan and Cox, 1972)이 범세계적으로 널리 쓰이고 있다. Bryan-Cox 모형을 근간으로 만들어진 MOM(Modular Ocean Model)을 이용한 국내의 연구로는 Kim(1996)의 1/6°의 해상도를 이용한 연구와 김(1995)의 1/6°를 이용한 동해의 연구가 있었으나, 개방경계조건을 이용하는 국지모형의 한계가 있으며, 전구순환모형으로는 정(1998)이 1°의 해상도를 적용하여 전구

해수순환을 모사한 바 있다. Nong et al.(2000)과 Li et al.(2002)은 NCOM을 이용한 국지적 해수순환을 연구하였다. 전구모형을 통해 국지적 해양순환의 특성을 연구하기 위해서는 1/6°에서 1/12°에 이르는 고해상도를 가져야 하나, 이러한 대규모의 자료를 처리할 수 있는 계산능력의 부족으로 전구모형을 고해상도로 운용하는 데는 어려움이 있으나, 최근에는 Earth Simulator 등 대용량의 슈퍼컴퓨터를 이용한 연구결과들이 제시되고 있으며, 이러한 노력으로 Fu et al.(1996)이 POP모형을 이용한 1/5°의 전구해수순환을 모사하였으며, Ishida et al.(1998)는 1/4°의 해상도를 가지는 전구 해수순환 모형을 수립한 바 있다. 본 연구에서는 Fig. 1과 같이 전구적으로는 1.2° 부터 2.4°의 조격자를 취하고, 한반도 주변해역에서는 0.3°의 상대적으로 세밀한 격자를 가지는 가변격자를 취하는 접근방법으로 해양순환을 예단적으로 산정하였다. 이러한 가변격자 체계를 취하는 접근방법은 Choi et al.(2002)이 NCAR의 대기-해양 결합모형인 CSM(Climat System Model)에서 한반도 주변의 격자를 고해상도로 하는 가변격자를 해양 모형에 적용하여 CO₂ 증가에 따른 지구온난화 및 해수순환을 모사한 바 있다.

초기의 spin-up 산정에 상당한 시간이 소요되므로 본 연구에서는 NCAR의 슈퍼컴퓨터에서 300년간 계산한 152×111×45(약 2°) 모형의 결과(g006: <http://www.cesm.ucaredu/experiments/g006.html>참조)로부터 북서태평양지역에서 고해상도를 갖도록 보간하여 362×295×15의 가변격자 모형

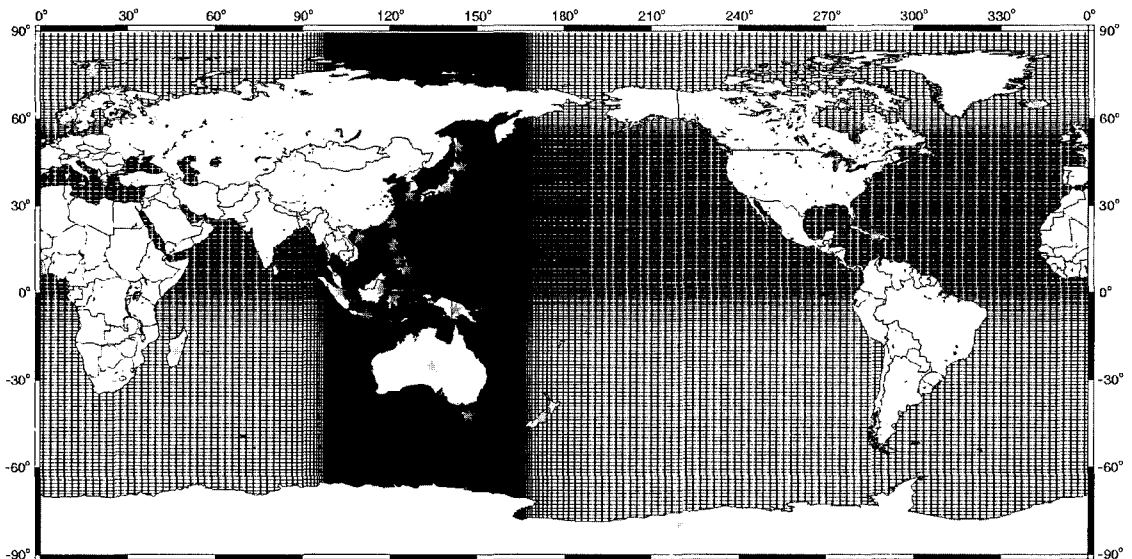


Fig. 1. Variable grid system.

에 대한 10년간의 수치모사를 수행하였다. 모형의 격자망을 전구해역에서부터 국지해역으로 점차 줄여나가는 기법(cosine-smoothing)을 이용하여 전구해역에서의 모사결과를 바탕으로 국지해역에서의 자세한 순환경향을 살펴보았는데, 기본적으로 용적수송, 수온분포와 해양순환을 중심으로 비교, 검증하였다.

2. 해수순환 수치모형의 적용

2.1 모형구성

본 연구에 사용된 해양순환모형은 GFDL에서개발한 MOM1.1 모형으로부터 중규모 tracer수송, 경계층 혼합과 surface forcing등을 개선시킨 예단적 모형인 NCAR CSM Ocean Model(NCOM)이다. 여타의 OGCM 모형과 차별화되는 점으로는 Gent-McWilliams의 와혼합 모수화(Gent and McWilliams, 1990; Gent et al., 1995), K-profile 경계층 모수화(Large et al., 1994)와 열염에 대한 3차 풍상차분(Holland et al., 1998) 등이다. 모형영역은 동서방향으로 10~360°의 cyclic 경계처리된 순환격자이고, 남북방향으로 80.6°S~88.6°N, 연직방향으로는 15층이 사용되었다.

표층 경계자료로는 NCOM모형에 제공되는 2° 해상도의 전단응력, 해수표면 온도, 염분, 표면대기온도, 습도, 해파, 구름분류, 강수량 그리고 풍속자료를 내삽하여 이용하였으며, 해양 내부에 주어지는 염분, 온도, 유속장의 초기조건은 Gent et al.(1998)이 300년간 계산한 자료를 내삽하여 이용하였다. 수심자료는 ETOPO5를 근간으로 한반도 주변해역에서는 평균관대의 1분간격 수심자료를 이용하여 보완하였다. 섬 주변 연근해양의 열·염 순환을 적절히 재현하기 위해 22개의 섬을 고려하였으며, 난류점성계수와 난류확산계수등의 주요계수는 Table 1과 같이 설정하여 모형에 적용하였다.

Table 1. Constant parameters of the model

계수	사용값(단위)
수직점성계수	3.0 (cm ² /sec)
수직확산계수	0.1 (cm ² /sec)
바다경계수평확산계수	1.0×10 ⁷ (cm ² /sec)
순압수렴상수	3.0×10 ⁷
최소수평점성계수	1.6×10 ⁸ (cm ² /sec)
최대수평점성계수	6.8×10 ⁸ (cm ² /sec)
수평확산계수	0.0×10 ⁷ (cm ² /sec)
등밀도확산계수	0.4×10 ⁷ (cm ² /sec)
와동성이류상수	0.4×10 ⁷ (cm ² /sec)
최대역가울기	100

2.2 지배방정식

NCOM 모형의 지배방정식은 정수, 부시네스크, 고체표면 가정을 사용하는 원시방정식으로 구면좌표계를 사용한다. 좌표계에서 ϕ 는 위도, λ 는 경도이며, z 는 표면에서 0의 값을 가지며, 깊이방향으로 증가하는 수직 좌표이다. 이러한 바탕위에 만들어진 방정식들은 다음과 같다.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + L(u) - \frac{uv \tan \phi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_0 a \cdot \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + K_m \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \nabla \cdot (A_m \nabla u) + Am \left[\frac{(1 - \tan^2 \phi)u}{a^2} - 2 \frac{\sin \phi}{\cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right] \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + L(v) - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial p}{\partial \phi} + K_m \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + \nabla \cdot (A_m \nabla v) + Am \left[\frac{(1 - \tan^2 \phi)v}{a^2} - 2 \frac{\sin \phi}{\cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right] \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (3)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right] + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + L(T) = k_k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A_k \nabla^2 T \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + L(S) = k_k \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + A_k \nabla^2 S \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (7)$$

여기서,

$$L(\alpha) = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u \alpha) + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (u \alpha \cos \phi) + \frac{\partial}{\partial z} (w \alpha) \quad (8)$$

$$\nabla^2 \alpha = \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left[\frac{\partial \alpha}{\partial \phi} \cos \phi \right] \quad (9)$$

$$\rho = 1.0 \text{ g/cm}^3$$

$$g = 980.6 \text{ cm/sec}^2$$

$$a = 6371 \times 10^5 \text{ cm}$$

이다.

방정식 (1)과 (2)는 수평 운동량 방정식이며, 식 (7)은 상태방정식을 의미한다.

해저지형은 $H(\lambda, \phi)$ 를 지정함으로써 결정된다. 그리고 해저면을 통해서는 운동량, 열, 염분의 수송이 없다고 가정한다. 그러면 이러한 조건들을 다음과 같이 표현한다.

$$z = -H(\lambda, \phi) \tag{10}$$

$$\rho_0 \mu \frac{\partial}{\partial z}(u, v) = 0 \tag{11}$$

$$\rho_0 k_h \frac{\partial}{\partial z}(T, S) = 0 \tag{12}$$

따라서 해저에서의 흐름은 다음 식 (13)과 같이 해저지형을 따라 흐른다고 간주한다.

$$w = -\frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial H}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial H}{\partial \phi} \tag{13}$$

해면에서의 바람응력, 열 및 염분 수송은 관측값 또는 기상자료에 의해 지정되고, 계산상 긴 시간간격을 허용할 수 있도록 수평면을 이루는 rigid-rid의 해면을 가정한다. 그러면, $z = 0$ 에서

$$\rho_0 \mu \frac{\partial}{\partial z}(u, v) = (\tau_\lambda, \tau_\phi) \tag{14}$$

$$\rho_0 \mu \frac{\partial}{\partial z}(S, T) = (F_S, F_T) \tag{15}$$

$$w = 0 \tag{16}$$

와 같이 주어지고, 이 가정을 통해서 고주파의 표면 중력파를 제거한다.

rigid-rid의 해수면을 가정하더라도 여전히 계산하기에 매우 복잡한 식이다. 정수관계로부터 입력을 해면에서의 압력 P_s 와 정수압력 부분으로 분리한다. 즉,

$$P(z) = P_s + \int_z^0 g \rho(z') dz' \tag{17}$$

P_s 를 예측할 수 있는 간단한 식은 없지만, 이는 식 (1)과 (2)에 $\partial \partial z$ 를 가하고, 정수관계를 가정함으로써 제거시킬 수 있다.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) - f \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 a \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial z} (G^\lambda) \tag{18}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) - f \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 \alpha} \frac{\partial P}{\partial \phi} + \frac{\partial}{\partial z} (G^\phi) \tag{19}$$

여기서, G^λ 와 G^ϕ 는 각각 식 (1)과 (2)에서의 비선형 및 점성항의 합을 의미한다. 위의 식들은 속도성분의 연직 전단을 포함하고 있으며, 따라서 이를 구하기 위해서는 연직 방향에 무관한 속도값을 필요로 한다. 이 연직 평균된 속도성분은 연직 적분된 흐름의 용적수송유선합수를 통해서 구해질 수 있다.

$$\bar{u} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 u dz = -\frac{1}{(Ha)} \frac{\partial \psi}{\partial \phi} \tag{20}$$

$$\bar{v} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 v dz = -\frac{1}{(Ha \cos \phi)} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \tag{21}$$

해수의 비압축성에 의해 ψ 의 존재는 보장된다. 왜냐하면 연속방정식 (4)를 연직으로 적분하고 해저에서의 경계 조건을 이용하면

$$\frac{1}{(a \cos \phi)} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\int_{-H}^0 u dz \right) + \frac{1}{(a \cos \phi)} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \int_{-H}^0 v dz \right) = 0 \tag{22}$$

을 얻기 때문이다. P_s 를 포함하지 않는 ψ 의 예측방정식은 식 (1)과 (2)를 연직 적분한 결과에서 P_s 를 소거함으로써 구해질 수 있다. 먼저 식 (1)과 (2)를 연직 적분하고, ψ 의 정의 식을 이용하면,

$$-\frac{1}{Ha} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) - \frac{f}{Ha \cos \phi} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} = -\frac{1}{\alpha \rho_0 \cos \phi} \frac{\partial P_s}{\partial \lambda} - \frac{g}{Ha \rho_0 \cos \phi} \int_{-H}^0 \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz' dz + \frac{1}{H} \int_{-H}^0 G^\lambda dz \tag{23}$$

$$-\frac{f}{Ha \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) - \frac{f}{Ha} \frac{\partial \psi}{\partial \phi} = -\frac{1}{\alpha \rho_0} \frac{\partial P_s}{\partial \phi} - \frac{g}{Ha \rho_0} \int_{-H}^0 \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial \phi} dz' dz + \frac{1}{H} \int_{-H}^0 G^\phi dz \tag{24}$$

식 (23)과 (24)에서 P_s 를 소거하면

$$\begin{aligned} & \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{\cos \phi}{H} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi \partial t} \right) \right] \\ & - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{f \partial \psi}{H \partial \phi} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{f \partial \psi}{H \partial \lambda} \right) \right] \\ & - \frac{\partial}{\partial \phi} \left[\left(\frac{g}{\rho_0 H} \int_{-H}^0 \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz' dz \right) \right] \\ & + \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{a}{H} \int_{-H}^0 G^\phi dz \right) - \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{a \cos \phi}{H} \int_{-H}^0 G^\lambda dz \right) \right] \end{aligned} \tag{25}$$

을 얻는다. 식 (25)는 이제 미분연산자로서 이를 풀기 위해서는 경계조건을 필요로 한다. 일반적으로 계산영역은 대륙과 섬이 함께 있는 다중연결영역이다. 경계에 직교하는 속도성분이 없기 위해서는 경계를 따라 가면서 ψ 의 값이 일정하여야 한다. ψ 의 값이 시간에 따라 변할 수 있어야 한다. 섬 주변에서의 시간에 따른 ψ 의 변화를 구하기 위해서, Takano 등(1974)의 다음과 같은 구멍완화법을 사용한다. 즉 ∇P_s 의 폐곡선을 따른 선적분이

0이 되므로, P_s 의 값은 single-valued 함수가 된다. 이 조건을 이용해서 식 (23)과 (24)를 섬 둘레를 따라 적분하면 다음과 같은 ψ 의 변화식을 구할 수 있다.

$$\oint \left(-\frac{\cos\Phi}{H} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi \partial t} d\lambda + \frac{1}{H \cos\phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial t} d\phi \right) = \oint \frac{g}{\rho_0 H} \left[\left(\int_{-H}^0 \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz' dz \right) d\lambda + \left(\int_{-H}^0 \frac{\partial \rho}{\partial \phi} dz' dz \right) d\phi \right] + \oint \left[\left(\frac{a \cos\phi}{H} \int_{-H}^0 G^\lambda dz \right) d\lambda + \left(\frac{1}{H \phi} \int_{-H}^0 G^\phi dz \right) d\phi \right] \quad (26)$$

위의 식으로부터 섬 둘레를 따라 같은 값을 갖는 ψ 의 시간에 따른 변화를 계산할 수 있다.

2.3 와점성계수

OGCM에서 와동점성계수를 사용함에 있어서 일정간격 격자에서는 상수값을 쓰나, 본 연구에서 사용되는 격자는 지역에 따라 다른 간격을 가지는 가변격자 체계이므로, 각 격자간격에 따라 계수를 다르게 주는 방법을 취해야 한다. 본 연구에서 사용된 가변격자의 경우에는 북서태평양 지역에서 경/위도 간격이 각각 0.3°의 해상도를 가지기 때문에 cosine smoothing을 이용하여 각 격자간격에 비례하여 와점성계수(A_m)을 $1.6 \times 10^6 \sim 6.8 \times 10^8$ 의 범위에서 변화하도록 하였다. 적용된 와점성계수의 사용은 Table 2를 참조하여 경험적으로 설정을 하였다. Table 2는 이전의 여러 해양순환모형 실험들에서 사용된 와점성계수의 크기를 보여준다.

2.4 수심자료

수심자료는 저해상도 지역에서는 ETOPO5를 각 격자

크기에 맞게 보간하여 사용하였으며, 한반도 주변의 해역, 특히 황해 및 동해에서는 ETOPO5의 정확도가 떨어지기 때문에 성균관대에서 제작한 최 등(2002)의 1분 수심자료를 격자크기에 맞게 외삽하여 적용하였다.

2.5 격자망 구성

모형의 영역은 전구에 대해 80.6°S~88.6°N이다. 가변격자를 이용한 고해상도 모형에서는 경도방향으로 0.3°~2.4°의 해상도를, 위도방향으로 0.3°~1.2°의 간격을 가지는 전체 해상도 362×295×15의 격자를 사용하였다(Fig. 1, Fig. 2). 모형의 격자망은 전구해역에서의 순환과 국지해역에서의 자세한 순환경향을 동시에 살피기 위해, 전구해역으로부터 국지해역으로 점차적으로 줄여나가는 방식을 이용했다. 동서방향으로 121°E~143°E의 영역은 0.3°의 해상도를 가지며, 96°E~121°E, 143°E~168°E의 영역에 대해서는 Cosine smoothing이 적용되어 2.4°까지 해상도가 증가하게 설정하였고, 남북방향으로 적도~54°N의 영역은 0.3°의 간격을 가지며, 10°S~적도까지와 54°N~74°N까지의 영역은 Cosine smoothing이 적용되어 1.2°까지 해상도가 증가한다. 수직의 층은 15개의 층을 가지고 있으며, 7개의 층이 300미터 이하의 수심 안에 분포하고 있고 최대수심은 약 6000미터에 이른다. 바닥경계를 제외한 각 경계는 no-slip 처리가 되어 열, 염, 유속 등의 flux값들의 교환이 없도록 되어 있으며, 표층경계에서는 forcing자료들을 받아들일도록 되어 있다.

2.6 시간적분

NCOM의 시간적분은 Euler 후향차분법을 이용한다. NCOM 모형에서는 가속기법을 이용하는데, 이는 평형상태에 좀

Table 2. Viscosity/diffusivity parameters from published simulations

논문	적용모형	모형해상도	수평점성(V), 확산(D)계수
Power et al. (1993)	BMRC1	3.2×5.6 L12	V=9×10 ⁵ , D=2.5×10 ³
Guilyard & Madec (1997)	CERFACS1	2.0×2.0 L31	V=0.2-4×10 ⁴ , D=2×10 ³
Hirst et al. (2000)	CSIRO	3.2×5.6 L21	V=9×10 ⁵ , D=1×10 ⁴
Oberhuber (1993)	ECHAM4+OPYC3	2.8×2.8 L11	Isopycnal V, D=1×10 ³ -1×10 ⁴
Manabe et al. (1991), Redi (1982)	GFDL_R15_a	4.5×3.7 L12	V=2.5×10 ⁵ , D=7.5×10 ²
Bryan & Lewis (1979)	GISS(Miller)	4.0×5.0 L16	V=4×10 ⁵ , D(Z)
Russel et al. (1995)	GISS(Russel)	4.0×5.0 L13	V=D=0
Zhang et al. (1995), Yu (1997)	IAP/LASG1	4.0×5.0 L20	V=8×10 ⁵ , D=2×10 ³
Braconnot et al. (1997)	LMD/IPSL1	2.0×2.0 L31	V=1-16×10 ⁴ , D=2×10 ³
Tokioka et al. (1996)	MRI1	2.0×2.5 L21	Max V=2×10 ⁵ , D=5×10 ³
Gent & McWilliams (1990)	NCAR(CSM)	2.0×2.4 L45	V=8×10 ⁴ , D=8×10 ²
Johns et al. (1997), Redi(1982)	UKMO(HadCM2)	2.5×3.75L20	V=1.5-3×10 ⁵ , D=40

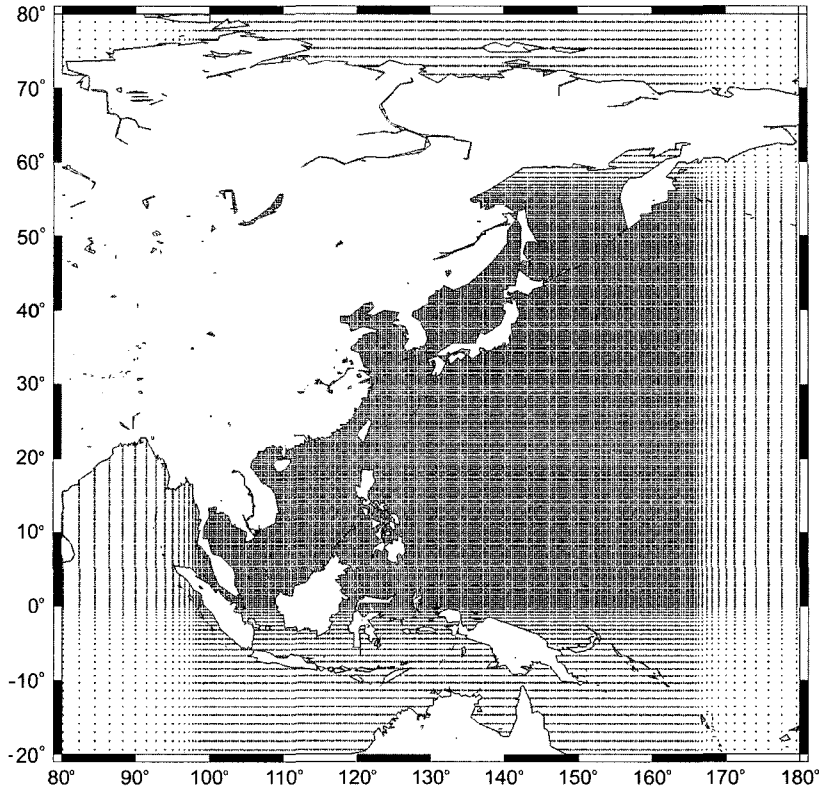


Fig. 2. Grid system of NW Pacific region.

더 빨리 접근하기 위한것으로 깊이에 따른 시간간격의 배수는 표층부근에서는 완전한 시간적분을 하지만, 중간층부터 속도를 증가시켜 바닥경계에서는 10배의 속도로 계산을 하게 된다.

2.7 초기조건 및 경계자료

해양순환을 재현하기 위해서는 모형의 역학구조를 결정하는 것 이외에 해면에서의 경계조건을 주는 방법이 대단히 중요하다. 그 동안 OGCM의 개발에 따라 많은 실험이 있었으며 역학구조의 차이보다는 해면 경계조건의 설정방법에서 서로 달랐다. 가령 Cox(1975)와 Bryan and Lewis(1979)들은 일정한 전달계수를 임의로 선택한 Newton 공식을 이용하여 SST와 염분을 지정하였으며, Meel et al.(1982)은 위와 같은 방법으로 하되 SST대신 지정된 표면 대기온도를 이용하였다.

모형의 초기자료로는NCAR의 슈퍼컴퓨터에서 300년간 계산된 restart자료중 유선함수를 제외한 온도, 염분, 속도 장만을 이용하였으며, 경계자료는 x 방향의 전단응력(N/

m²), y 방향의 전단응력(N/m²), 해수표면온도(Celcius), 해수표면염분, 표면대기온도(Kelvin), 습도(kg/kg), 표층해파(W/m²), 구름분류(0-1), 강수량(m/y), 풍속(m/s)등과 같은 열개의 파일로 구성되어 표면 경계층에서 구동을 하게 되며, 12개월에 대해 월별 평균자료로서 입력이 된다.

이 중 바람에 의한 위도 및 경도방향의 전단응력은 Choi et al.(2002)의 CSM모형으로부터 150년간 계산된 표면응력자료를 이용하였다.

3. 모사결과

3.1 수온 및 염분 분포

해양은 열 용량이 크기 때문에 대기를 통해 흡수한 열 에너지를 저장한 후 다시 대기로 방출하거나 고위도로 수송함으로써 기후 조정에 영향을 준다. 이러한 열 에너지를 대기로 방출하고 고위도로 수송하는데 해면수온이 큰 역할을 차지한다. 따라서 기후 또는 기후변화를 연구하기 위한 도구로써 해양대순환 모형은 해면수온을 현실적으로

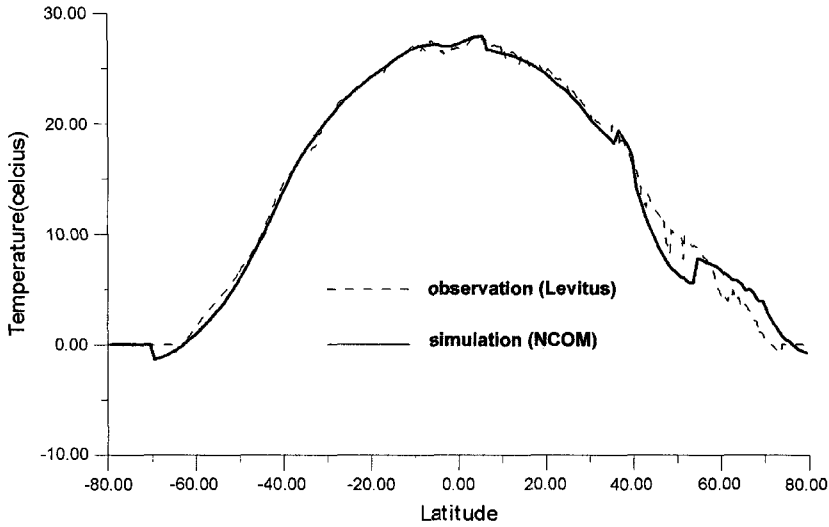


Fig. 3. Zonally averaged annual mean of sea surface temperature.

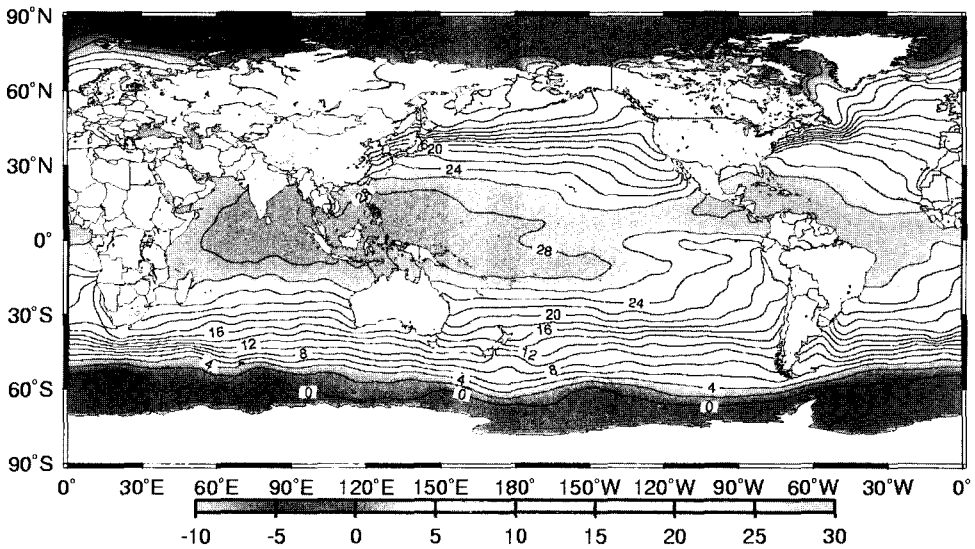


Fig. 4. Annual averaged global sea surface temperature (Levitus, 1994).

모사할 수 있어야 한다.

일반적으로 해면수온의 수평분포는 서적도 태평양과 인도양의 열대지역에 극대값이 나타나고, 수온경도가 가장 강한 해역은 중위도에서 고위도 쪽으로 나타난다. 해면수온의 등온선은 대체로 동서로 평행한 특성을 가지지만 일부 대륙에 인접한 해역에서는 대륙의 영향으로 남북 방향으로 기울어져 있다.

Fig. 3은 Levitus(1994)의 관측자료로부터 계산된 동서 방향 평균된 온도분포와 본 연구에서 계산된 결과를 나타낸다. 적도를 중심으로 양 반구의 저위도 지역에서 최

대값을 나타내는 분포가 잘 모사된 것을 알 수 있다.

산정된 연평균 해면수온분포(Fig. 5)를 Levitus(1994)의 결과(Fig. 4)와 비교해 볼 때 서적도 태평양상의 고온의 warm pool, 동적도 용승해역의 찬 해수 및 따뜻한 해수를 극쪽으로 수송하는데 중요한 서안계류 및 찬 해수를 적도쪽으로 수송하는데 중요한 동안 계류와 연관된, 연안 해역에서의 등온선의 기울어짐 등이 본 연구의 결과에서 좀 더 잘 재현되었다. 북서태평양 지역에서의 연평균 해면수온 분포에서는(Fig. 6), 쿠로시오 해류의 영향으로 일본 동쪽 연안에서 수온분포의 경향이 일본 연안에

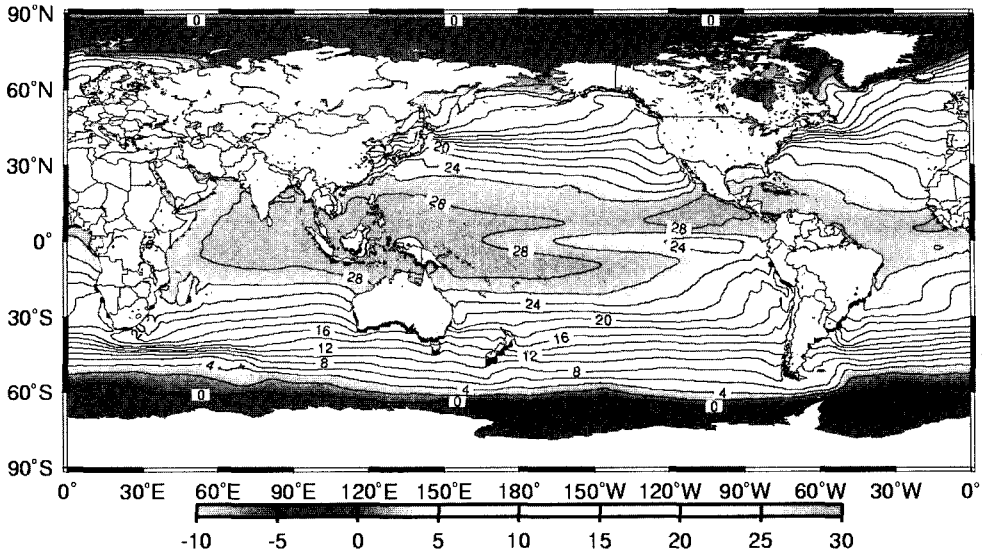


Fig. 5. Annual averaged global sea surface temperature (NCOM).

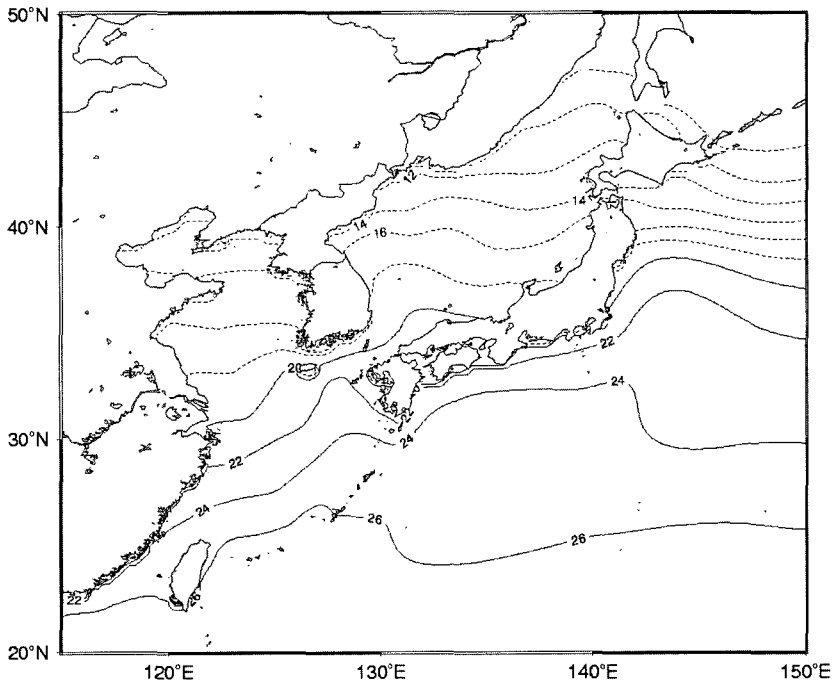


Fig. 6. Same as Fig. 5, except for regional average.

나란한 분포를 보이는 것을 볼 수가 있으며, 동해에서는 대한해협으로부터 유입된 해류의 영향에 의해 수온구배가 형성이 된 것을 볼 수 있다.

Fig. 8은 연평균 전구 해수표면 염분의 분포이다. Levitus (1994)의 결과(Fig. 7)과 비교해 볼 때, 적도를 중심으로 양

반구의 저위도 지역에서 최대값을 나타내는 전구적 분포가 잘 나타나 있으며, Fig. 9에서 한반도 주변해역의 염분분포를 살펴볼 때, Tsugaru 해협 동쪽에서 염분의 구배가 커지는 것을 볼 수 있는데, 이는 북쪽의 차고 염분이 낮은 해류와 쿠로시오 해류가 만나서 생기는 영향으로 보인다.

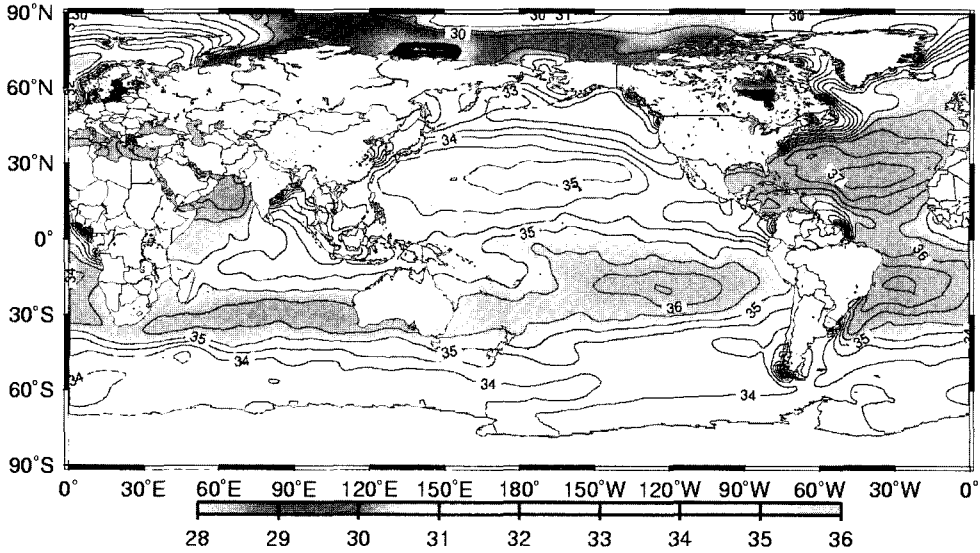


Fig. 7. Annual averaged global sea surface salinity (Levitus, 1994).

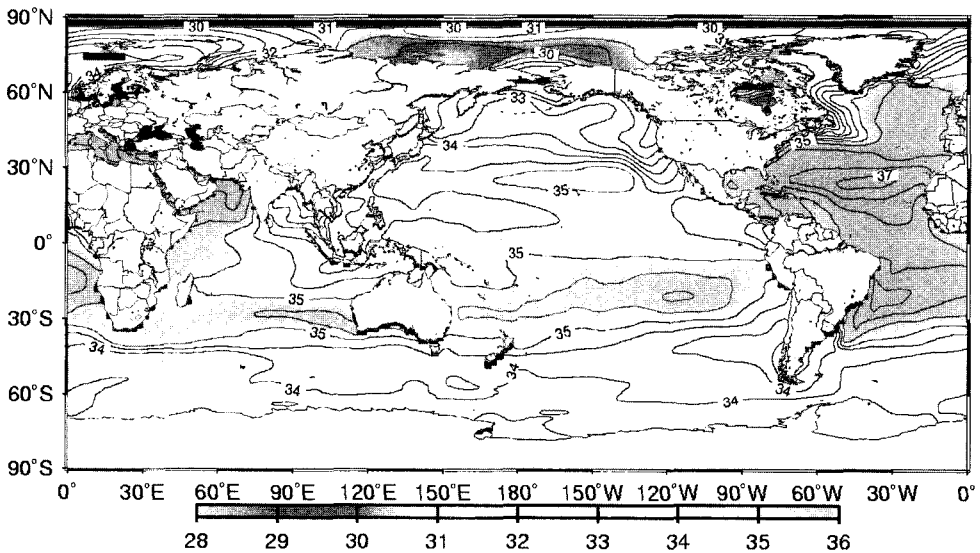


Fig. 8. Annual averaged global sea surface salinity (NCOM).

3.2 해류

해면에서 해류의 주된 흐름은 바람에 의한 취송류이다. 대서양과 태평양의 해류패턴은 매우 유사하다. 양 대양의 일반적인 순환특성으로서 고기압성(북반구에서는 시계방향, 남반구에서는 반시계방향) 해류 자이어(gyres)가 지배적으로 나타난다. 이 해류 자이어들은 표층 바람에 의한 고기압성 토크에 의해 발생되며 적도반류에 의해 갈라진다. 양 대양의 북반구에서는 강한 서안 경계류(걸프스트림과 쿠로시오 해류)가 존재하고, 남반구에서는 다소 약한 경계

류(브라질 해류와 동호주 해류)가 존재한다. 또한 북반구의 주 자이어 북쪽에 작은 저기압성 자이어가 있으며, 북대서양과 북태평양에는 대양의 서쪽 경계를 따라 남쪽으로 흐르는 한류가 존재한다.

양 대양에서 해류의 차이는 주로 지형의 차이 때문이지만 일부는 바람 패턴이 다르기 때문에 나타난다. 바람에 의한 차이는 인도양에서 가장 잘 나타난다. 북인도양에서는 몬순으로 인해 여름과 겨울의 해류가 완전히 반대가 된다.

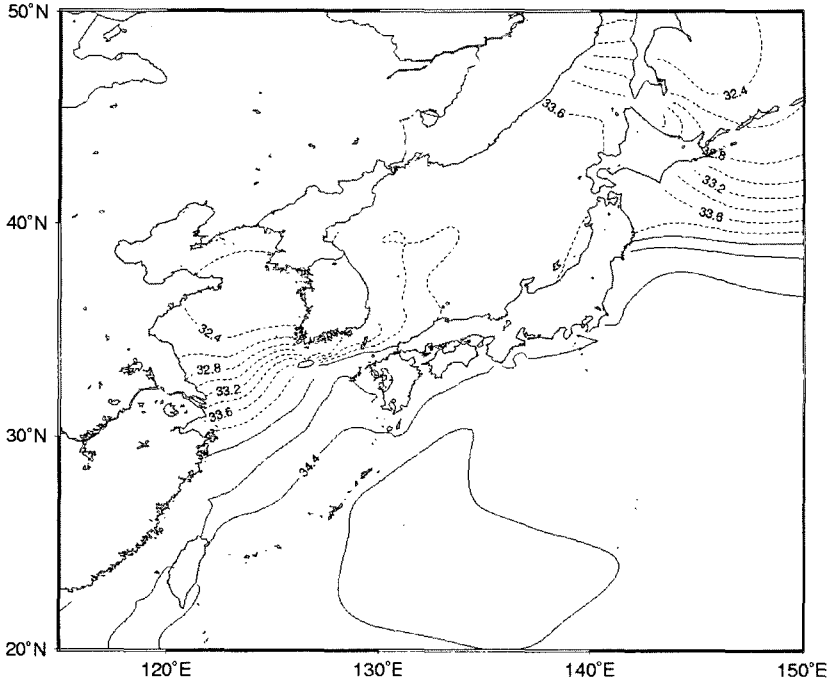


Fig. 9. Same as Fig. 8, except for regional average.

적도 해역에서는 무역풍과 관련된 서향의 북적도 및 남적도 해류가 나타나고 이들 사이에 상대적으로 좁은(300-500 km)적도 반류가 나타난다. 또한 적도나 적도 부근의 수온 약층의 깊이에 중심을 두고 150 cm/s로 빠르게 동쪽으로 흐르는 적도 잠류가 나타난다. 모사된 해류를 살

펴보면(Fig. 10) 서안경계류와 적도해류가 잘 나타나고 있으며, 그 외 동 호주 해류, 아굴라스 해류 등도 비교적 잘 모사되고 있다. 그러나 적도역에서의 적도반류는 저해상도 모형에서는 잘 모사되지 않고 있다.

북서태평양 해역의 해류분포를 살펴보면(Fig. 11), Choi

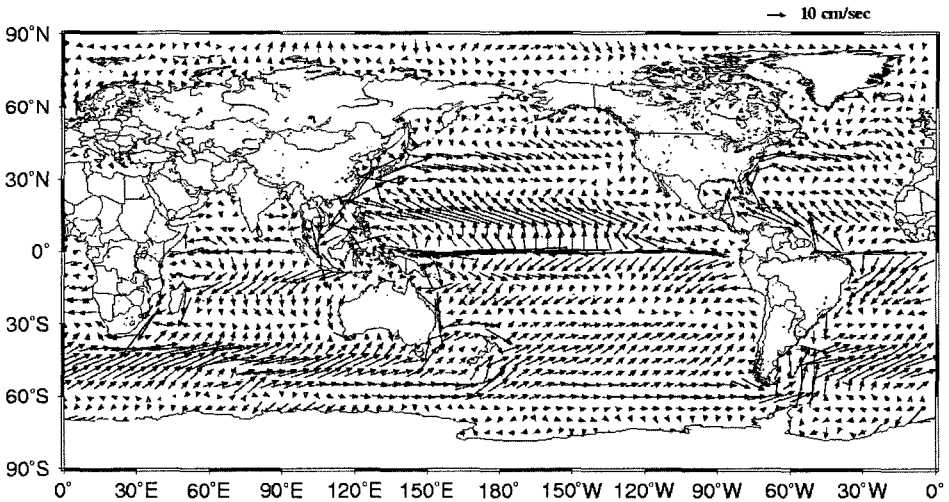


Fig. 10. Annual averaged global surface velocity field (NCOM).

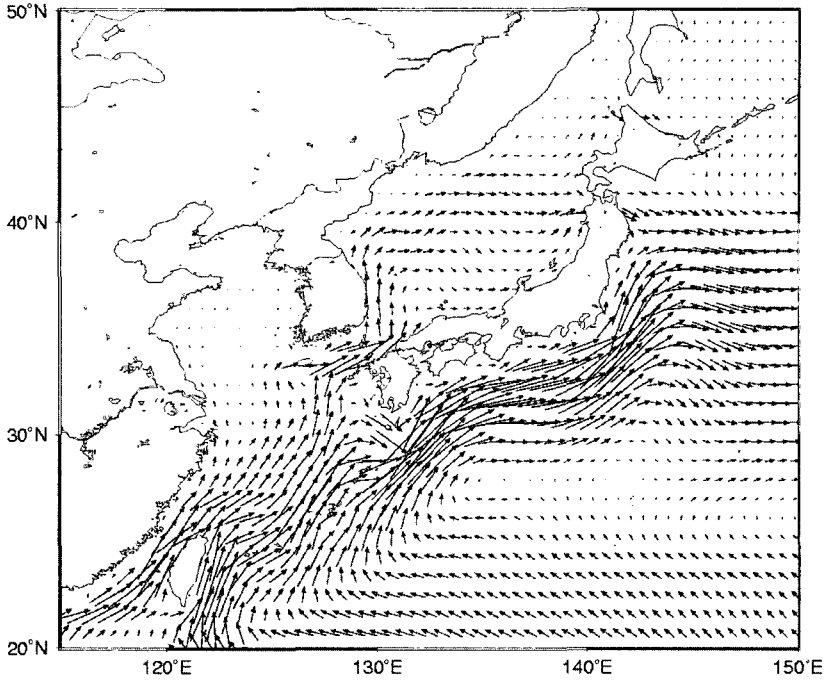


Fig. 11. Same as Fig. 10, except for regional average.

et al.(2002)의 연구와 비교해 보았을 때, 대마해류의 수송량이 크게 나타났다. 쿠로시오 해류의 이안점은 비슷하나 좀 더 낮은 곳에서 형성이 되었으며, 동해안에서는 대한해협에서의 유입량이 커지면서 동한난류의 이안위도가 관측보다 고위도로 치우치는 overshooting 현상이 일어나는 것으로 나타났다.

3.3 용적수송합수

순압성분과 관련된 용적수송합수는 주로 해면에서 주어진 바람응력에 의해 결정된다. 따라서 그 분포는 풍성 순환을 잘 나타낸다. Fig. 12에 제시된 용적수송합수의 모사결과를 살펴볼 때 풍성순환과 관련된 아열대 자이어와 아한대 자이어, 서안경계류가 잘 나타나고 있다. 또한 강

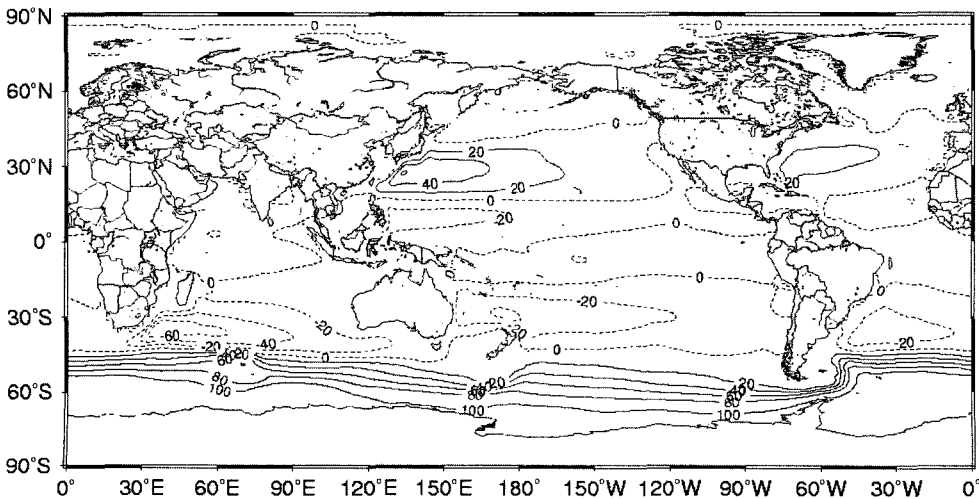


Fig. 12. Annual averaged barotropic transport streamfunction (NCOM).

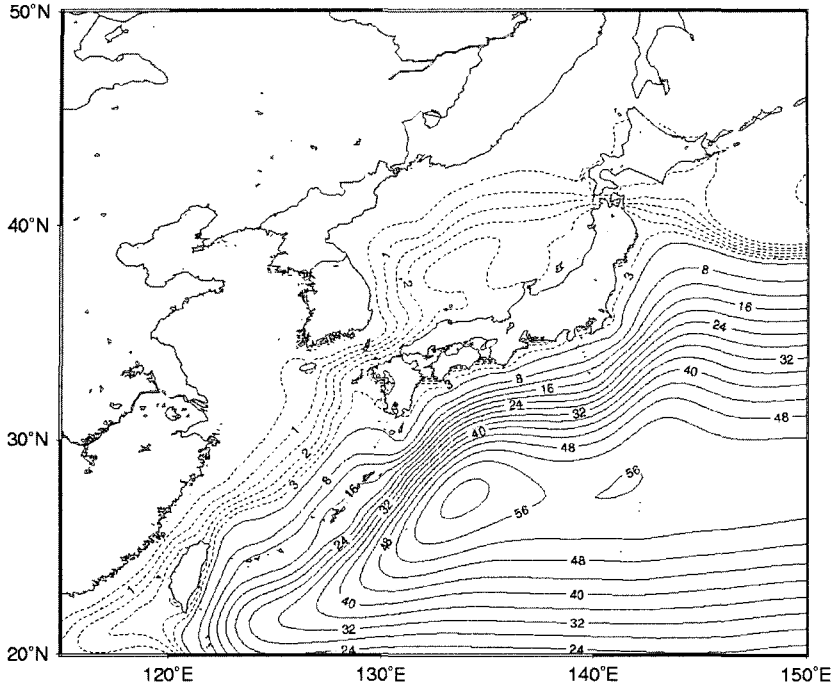


Fig. 13. Same as Fig. 12, except for regional average.

한 남극 환류도 비교적 잘 묘사되었다.
 북서태평양 해역(Fig. 13)에서는 Choi et al.(2002)의

결과와 비교해 볼 때 동해안에서는 서안경계류의 overshooting
 이 눈에 띄며, 쿠로시오 해류의 이안점은 좀 더 낮게 형성

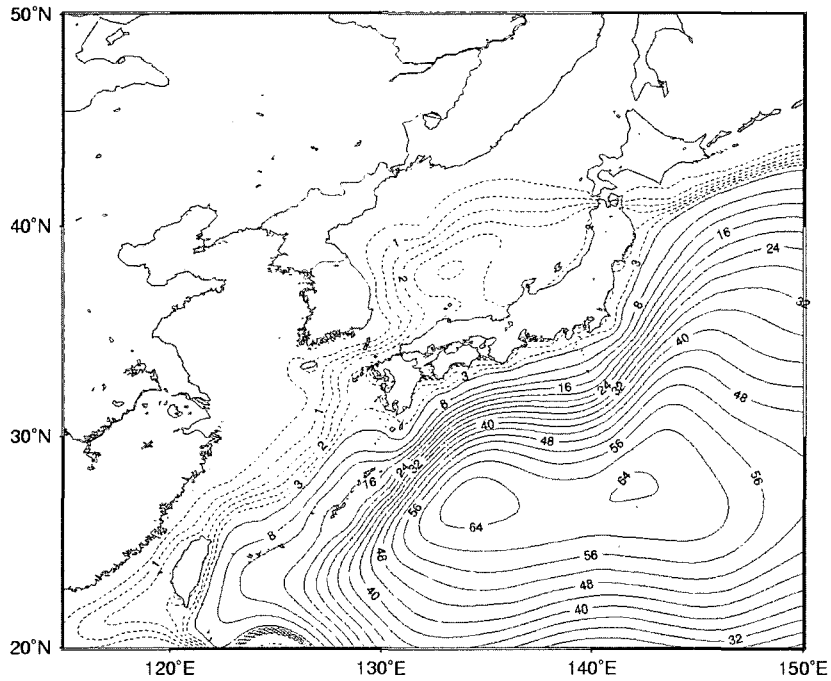


Fig. 14. Monthly averaged regional barotropic transport streamfunction (February, NCOM).

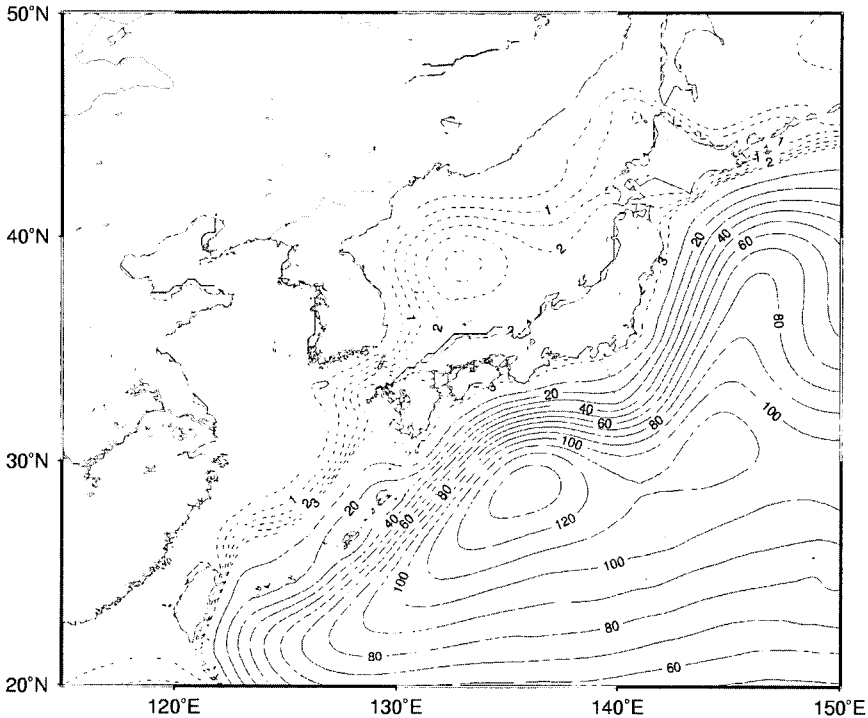


Fig. 15. Monthly averaged regional barotropic transport streamfunction (February, Fang et al.(2001)).

이 되는 것으로 모사되었다. 또한 대한해협으로부터 유입이 되어 Tsugaru 해협으로 빠져나가는 유선의 수송량이 큰 것을 확인할 수 있었다.

Fig. 14-17은 북서태평양 해역에서 용적수송함수의 분포를 Fang et al.(2001)의 연구와 비교해보았다. Fang et al.(2001)의 결과에 비해 대한해협으로 유입되어 Tsugaru 해협으로 나가는 동해의 흐름과 쿠로시오의 이안점이 개선이 되었으며, 대만해협에서의 흐름도 상대적으로 모사가 잘 되었다.

3.4 한반도 주변의 각 해협에서의 수송량 산정

본 실험에 사용된 모형은 15개의 수직층으로 구성된 3차원 모형이며, 식 (27)과 같이 각각의 격자에서 얻어낸 u, v 값을 layer별로 깊이를 곱하여 수직적분한뒤, 다시 각 격자의 위/경도간 거리로 곱하여 단위를 Sv단위로 맞추어 대한해협, Tsugaru, Soya, Taiwan의 네 개 해협에서 유출입량을 살펴보았다.

$$\sum_{j=1}^{npoint} \sum_{i=1}^{layer} dl_{ij} dx_{ij} \sqrt{u_{ij}^2 + v_{ij}^2} \tag{27}$$

기존의 연구에 의하면, 대한해협에서는 Isobe(1994)에 근거하여 유입조건을 계산한 식에 의해 3월에 1.85 Sv로 최소, 9월에 2.55 Sv로 최대의 유입량을 보이는데, 김(1995)의 실험에서는 대한해협에서 2.2±0.35 Sv, Tsugaru에서 1.4 Sv를 연중 변동없이 사용하였으며, Soya해협의 유출량은 약 0.5 Sv로 알려져 있고(Yoon, 1991), Guo(1999)는 대만해협에서의 유출입량을 Nested POM을 이용하여 1.9±1 Sv로 산정을 하였다.

Fig. 18에서 본 실험의 결과와 Choi et al.(2002)의 결과로부터 산정된 수송량을 각각 비교해 보면, 대한해협과 Tsugaru해협에서는 큰 차이를 보이지 않으나, Soya해협에서는 평균 약 0.1 Sv에서 약 0.4 Sv으로, 대만해협에서는 평균 1 Sv미만에서 평균 약 2.5 Sv정도로 기존의 연구결과에 보다 근접한 결과를 나타내고 있다. 이는 Choi et al.(2002)의 모형에는 적용되지 않았던 사할린섬과 제주도에서의 hole-relaxation 처리의 영향으로 Soya해협과 대한해협에서 보다 정확한 수송량 산정이 이루어졌으며, Choi et al.(2002)의 모형에서는 비교적 조격자를 사용함으로써 각 해협의 격자수가 수송량과 hole-relaxation을 산정하는데 충분치 못했기 때문으로 생각된다.

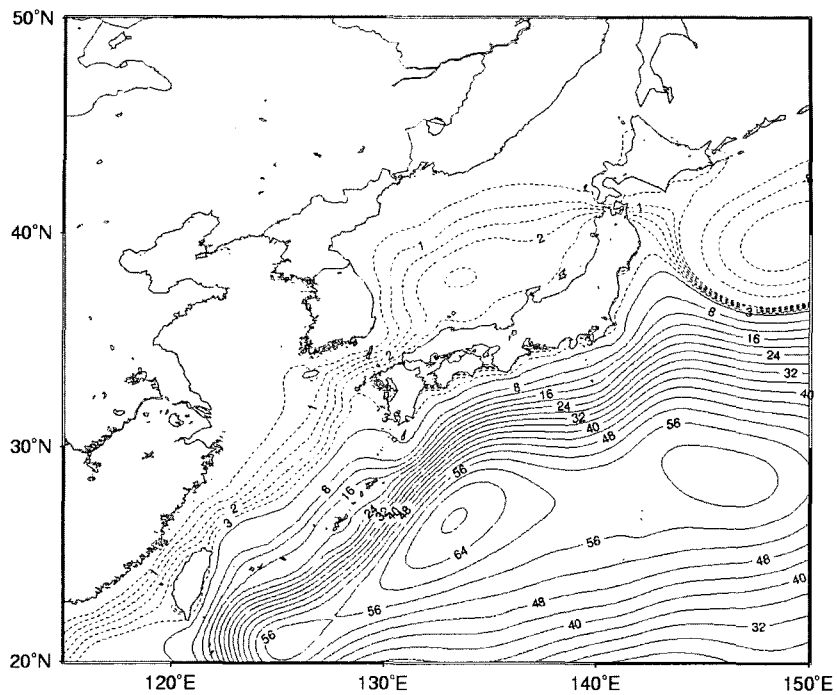


Fig. 16. Monthly averaged regional barotropic transport streamfunction (August, NCOM).

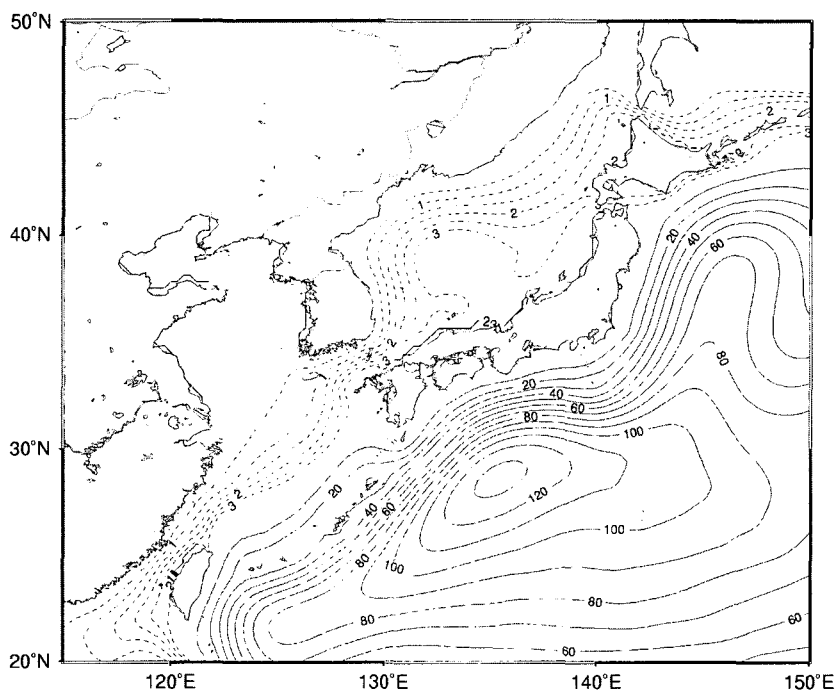


Fig. 17. Monthly averaged regional barotropic transport streamfunction (August, Fang et al.(2001)).

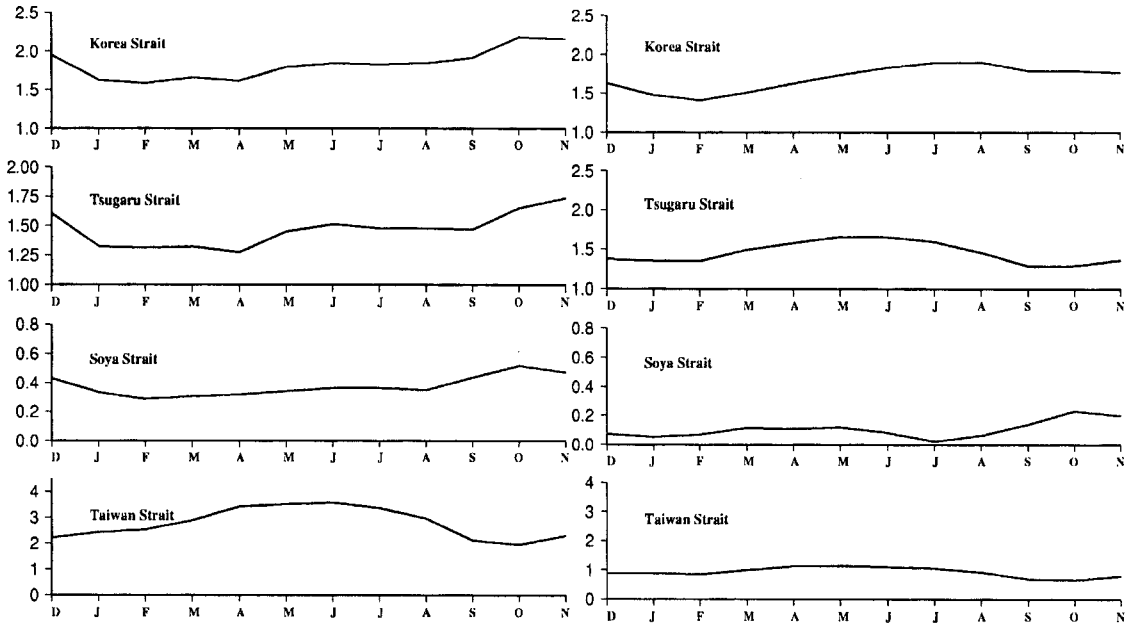


Fig. 18. Monthly averaged volume transports in straits of NW Pacific ((a) NCOM(left), (b) Choi et al.(2002)(right)).

4. 결 론

NCOM모형과 NCAR에서 제공되는 300년간 적분된 초기자료를 바탕으로 하고 전구모형의 성긴격자로부터 점차적으로 격자를 줄여나가는 기법을 사용하여 한반도 주변 해역에서 상대적으로 상세한 해양순환모형을 수립하여 10년간의 모형적분을 통해 전구 및 한반도 주변해역의 해수순환을 모사하였다.

적절한 모형의 운용을 위해 와동점성계수를 Choi et al.(2002)의 계수를 적용하였으나, 부적절한 와동을 보여 Gent et al.(1998)이 NCAR의 2°모형으로부터 제시한 값을 토대로 격자간격과 Table 2의 과거의 연구를 참조하여 경험적으로 적용 하였다.

NCOM모형에서 제공되는 표층 경계자료중 바람응력자료에 의한overshooting을 해결하기 위해 Choi et al.(2002)이 CSM모형으로부터150년 계산한 바람응력자료를 적용하였다.

모사 결과는 전구적으로는 일반적으로 알려진 서안경계류, 서적도 태평양의 warm pool, 극향 열수송, 적도반류 등을 잘 묘사하고 있으며, 북서태평양 지역에서는 Kuroshio의 이안 및 분지, 대한해협 유입과 Tsugaru해협을 통해 외해로 나가는 대략적인 패턴은 모사가 되었으나, 여전히 overshooting되는 경향을 보였다.

대한해협을 통해서 외해로 나가는 용적수송함수에서는

Choi et al.(2002)의 결과보다 큰 값을 보였으며, 북서태평양 해역에서의 수송량은 전체적으로 크게 산정되었다.

참고문헌

김동훈 (1995). 동해의 진단적 3차원 경압 순환 모형에 관한 연구. 석사학위논문, 성균관대학교-한국해양연구소 학연과정.

정종찬 (1998). 고해상도 해양 대순환 수치모사의 검증. 석사학위논문, 연세대학교 대기과학과.

최병호, 김경옥, 임현민 (2002). 한국 근해의 디지털 수심, 표고 데이터베이스. 한국해양학회지, 14, 41-50.

Blanke, B. and Delecluse, P. (1993). Low frequency variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with mixed layer physics. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363-1388.

Bleck, R. and Boudra, D. B. (1984). Initial testing of a numerical ocean circulation model using a hybrid (quasi-isopycnic) vertical coordinate. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 755-770.

Boyer, T. and Levitus, S. (1994). Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity, and oxygen data. NOAA Technical Report NESDIS 81, Washington, D. C.

Braconnot, P., Marti, O. and Joussaume, S. (1997). Adjustment and feedbacks in a global coupled ocean-atmosphere model.

- Climate Dyn., 13, 507-519.
- Bryan, K. (1969). A numerical model for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comp. Phys.*, 4, 347-376.
- Bryan, K. and Cox, M.D. (1967). A numerical investigation of the ocean general circulation. *Tellus*, 19, 54-80.
- Bryan, K. and Cox, M.D. (1972). An approximate equation of state for numerical models of the ocean circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 2, 510-514.
- Bryan, K. and Lewis, L.J. (1979). A water mass model of the world ocean. *J. Geophys. Res.*, 84(C5), 2503-2517.
- Choi, B.H., Kim, D.H. and Kim, J.W. (2002). Regional responses of climate in the Northwestern Pacific ocean to gradual global warming for a CO₂ Quadrupling. *J. of the Meteorological Society of Japan*, 80, 1427-1442.
- Fang, G., Wei, Z., Choi, B.H. and Wang, K. (2001). Interbasin transports of fresh water, heat and salt through the boundaries of Pacific-Asian Marginal Seas from an ocean circulation model. 11th PAMS/JECSS. 53-57.
- Fu, Lee-Leung, Smith and Richard D. (1996). Global ocean circulation from satellite altimetry and high-resolution computer simulation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(11), 2625-2636.
- Gent, P.R., Bryan, F.O., Danabasoglu, G., Doney, S.C., Holland, W.R., Large, W.G. and McWilliams, J.C. (1998). The NCAR climate system model global ocean component. *J. Clim.*, 11(1), 287-306.
- Gent, P.R. and McWilliams, J.C. (1990). Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 150-155.
- Gent, P.R., Willebrand, J., McDougall, T.J. and McWilliams, J.C. (1995). Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 463-474.
- Guillyardi, E. and G. Madec (1997). Performance of the OPA/ARPEGE-T21 global ocean-atmosphere coupled model. *Climate Dyn.*, 13, 149-165.
- Guo, X. (1999). On the volume transport of the Taiwan Strait. 10th PAMS/JECSS, 7P1-02-4.
- Han, Y.J. (1984). A numerical world ocean general circulation model: Part II. A baroclinic experiment. *Dyn. Atmos. Oceans*, 8, 141-172.
- Hirst, A.C., O'Farrell, S.P. and Gordon, H.B. (2000). Comparison of a coupled ocean-atmosphere model with and without oceanic eddy-induced advection. 1. Ocean spin-up and control integrations. *J. Climate*, 13, 139-163.
- Holland, W.R. (1986). Quasigeostrophic modelling of eddy-resolved ocean circulation. *Advanced Physical Oceanographic Modeling* (ed. J. O'Brien, Reide Pub. Co.).
- Holland, W.R., Chow, J.H.C. and Bryan, F.O. (1998). Application of a third-order upwind scheme in the NCAR ocean model. *J. Clim.*, 11(1), 487-493.
- Ishida, A., Kashino, Y., Mitsudera, H., Yoshioka, N. and Kadokura, T. (1998). Preliminary results of a global high-resolution GCM experiment. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, 11, 441-460.
- Isobe, A. (1994). Seasonal variability of the barotropic and baroclinic motion in the Tsushima-Korea Strait. *J. Oceanogr.* 50, 223-238.
- Johns, T.C., Carnell, R.E., Crossley, J.F., Gregory, J.M., Mitchell, J.F.B., Senior, C.A., Tett, S.F.B. and Wood, R.A. (1997). The second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: Model description, spinup and validation. *Climate Dyn.*, 13, 103-134.
- Kim, C.H. (1996). A numerical experiment study on the circulation of the Japan Sea (East Sea). Ph. D. thesis, Kyushu University.
- Kim, D.H. (1999). Sea level change due to global warming in the Northwestern Pacific ocean. Ph. D. thesis, Sungkyunkwan University.
- Kim, J.W. and Gates, W.L. (1980). Simulation of the seasonal fluctuation of the upper ocean by a global circulation model with an Imbedded mixed layer. Rep. No. 11, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis, OR, 60p.
- 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. *Rev. Geophys.*, 32, 363-403.
- Li, T., Zhang, Y., Lu, E. and Wang, D. (2002). Relative role of dynamic and thermodynamic processes in the development of the Indian Ocean Dipole: an OGCM diagnosis. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10.1029/2002GL05789.
- Manabe, S., Stouffer, R.J., Spelman, M.J. and Bryan, K. (1991). Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: Annual mean response. *J. Climate*, 4, 785-818.
- Mellor, G.L. and Durbin, P.A. (1975). The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 718-728.
- Mellor, G.L. and Yamada, T. (1974). A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
- Mellor, G.L. and Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.
- Mesinger, F., and Janjic, Z.I. (1975). Problems and numerical methods of the incorporation of mountains in atmospheric models. *Lectures in Applied Mathematics*, 22, 81-120.

- Moore, A.M., and Reason, C.J.C. (1993). The response of a global ocean general circulation model to climatological surface boundary conditions for temperature and salinity. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 300-328.
- NCAR Oceanography Section(NCAR OS). (1996). The NCAR CSM ocean model. NCAR Technical Note NCAR/TN-423+STR. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Nong, G.T., Najjar, R.G., Seidov, D. and Peterson, W.H. (2000). Simulation of ocean temperature change due to the opening of Drake Passage. *Geophys. Res. Lett.* 27 (17), 2689-2692.
- Oberhuber, J.M. (1993). Simulation of the Atlantic circulation with a coupled sea-ice-mixed layer-isopycnal general circulation model. Part I: model description. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 808-829.
- Pacanowski, R. and Philander, S.G.H. (1981). Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1443-1451.
- Power, S.B., Colman, R.A., McAvaney, B.J., Dahni, R.R., Moore, A.M. and Smith, N.R. (1993). The BMRC Coupled atmosphere/ocean/sea-ice model. BMRC Research Report No.37, Bureau of Meteorology Research Centre, Melbourne, Australia, 58.
- Redi, M.H. (1982). Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1154-1158.
- Rosati, A., Miyakoda, K. (1988). A GCM for upper ocean simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1601-1626.
- Russell, G.L., Miller, J.R. and Rind, D. (1995). A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change studies. *Atmos.-Ocean*, 33, 683-730.
- Semtner, A.J. (1974). An oceanic general circulation model with bottom topography. Tech. Rep. 9(99), Dep. of Meteo., Univ. of Calif., Los Angeles.
- Takano, K. (1974). A general circulation model for the world ocean. Numerical Simulation of Weather and Climate, Tech. Rep. 8, Dept. Meteo. UCLA. 46.
- Tokioka, T., Noda, A., Kitoh, A., Nikaidou, Y., Nakagawa, S., Motoi, T., Yukimoto, S. and Takata, K. (1996). A transient CO₂ experiment with the MRI CGCM: Annual mean response. CGER's Supercomputer Monograph Report 2, CGER-IO22-96, ISSN 1341-4356, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, Environment Agency of Japan, Ibaraki, Japan, 86.
- Yoon, J.H. (1991). The branching of the Tsushima Current. Reports of Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, XXXVIII(108).
- Yu, Y.Q. (1997). Design of a sea-air-ice coupling scheme and a study of numerical simulation of interdecadal oscillation of climate. Ph.D.thesis, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China, 130. (in Chinese).
- Zhang, X.H., Chen, K.M. Jin, Z.Z., Lin, W.Y. and Yu, Y.Q. (1996). Simulation of thermohaline circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model. *Theoretical and Applied Climatology*, 55, 65-88.

Received September 8, 2004

Accepted December 14, 2004