Note

두 가지 연직혼합방안에 따른 해양대순환모형 혼합층깊이 및 상층수온 모사 민감도 비교

이동원^{1,2} · 장찬주² · 예상욱^{1*} · 박태욱² · 신호정² · 김동훈³ · 국종성²

¹한양대학교 과학기술대학 해양융합학과
(426-791) 경기도 안산시 상록구 한양대학로 55

²한국해양과학기술원 해양순환 · 기후연구부
(426-744) 경기도 안산시 상록구 해안로 787

³연세대학교 이과대학 대기과학과
(120-749) 서울특별시 서대문구 연세로 50

A Comparison of Two Vertical-Mixing Schemes on the Simulation of the Mixed Layer Depth and Upper Ocean Temperature in an Ocean General Circulation Model

Dong-Won Yi^{1,2}, Chan Joo Jang², Sang-Wook Yeh^{1*}, Taewook Park², Ho-Jeong Shin², Donghoon Kim³, and Jong-Seong Kug²

¹Department of Marine Sciences and Convergence Technology, College of Science and Technology, Hanyang University, Ansan 426-791, Korea

²Ocean Circulation and Climate Research Division, KIOST
Ansan 426-744, Korea

³Department of Atmospheric Science, College of Science, Yonsei University
Seoul 120-749, Korea

Abstract : Vertical and horizontal mixing processes in the ocean mixed layer determine sea surface temperature and temperature variability. Accordingly, simulating these processes properly is crucial in order to obtain more accurate climate simulations and more reliable future projections using an ocean general circulation model (OGCM). In this study, by using Modular Ocean Model version 4 (MOM4) developed by Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, the upper ocean temperature and mixed layer depth were simulated with two different vertical mixing schemes that are most widely used and then compared. The resultant differences were analyzed to understand the underlying mechanism, especially in the Tropical Pacific Ocean where the differences appeared to be the greatest. One of the schemes was the so-called KPP scheme that uses K-Profile parameterization with nonlocal vertical mixing and the other was the N scheme that was rather recently developed based on a second-order turbulence closure. In the equatorial Pacific, the N scheme simulates the mixed layer at a deeper level than the KPP scheme. One of the reasons is that the total vertical diffusivity coefficient simulated with the N scheme is ten times larger, at maximum, in the surface layer compared to the KPP scheme. Another reason is that the zonal current simulated with the N scheme peaks at a deeper ocean level than the KPP scheme, which indicates that the vertical shear was simulated on a larger scale by the N scheme and it enhanced the mixed layer depth. It is notable that while

*Corresponding author. E-mail : swyeh@hanyang.ac.kr

the N scheme simulates a deeper mixed layer in the equatorial Pacific compared to the KPP scheme, the sea surface temperature (SST) simulated with the N scheme was cooler in the central Pacific and warmer in the eastern Pacific. We postulated that the reason for this is that in the central Pacific atmospheric forcing plays an important role in determining SST and so does a strong upwelling in the eastern Pacific. In conclusion, what determines SST is crucial in interpreting the relationship between SST and mixed layer depth.

Key words : vertical mixing scheme, ocean general circulation model, mixed layer depth, sea surface temperature, tropical equatorial pacific

1. 서 론

해양대순환모형은 지구의 기후변동성 및 미래기후를 모사하고 해양의 물성을 이해하는데 필수적인 도구로, 이에 대한 역학 및 열역학 과정들을 개선하려는 노력이 지속적으로 이뤄져 오고 있다(Ayotte et al. 1996; Large et al. 1994; Li et al. 2001; O'Brien 1970). 이 과정들 가운데 해양의 연직 및 수평 혼합 과정은 기후 변동성을 이해하고 예측하는 데 필수적인 해면수온의 변동성을 결정하는 중요한 물리 현상이다(Alexander et al. 2001; Carton et al. 2008; Li et al. 2001; Noh et al. 2002). 해양 상층에서의 이러한 혼합 과정은 하층으로 에너지를 전달하며 해양혼합층 형성에 영향을 미친다. 그러므로 해양대순환모형에서 해양혼합층 과정의 모사 능력 제고는 모형의 품위를 향상시킬 뿐 아니라 해양 내부의 물리적, 화학적, 생물학적 특성을 정확하게 이해하는 데에도 필수적이다(Li et al. 2001; Noh 1996; Noh et al. 2002).

해양혼합층에서는 표층의 열 에너지 및 운동량이 연직, 수평적으로 전달되고 특히 연직 혼합운동이 활발하게 일어난다. 모형에서는 이러한 과정들이 연직혼합 모수화 방안을 통해 계산된다(Montegut et al. 2004; Noh 1996). 따라서 해양대순환모형에서 연직혼합 모수화 방안은 모형의 모사 수준을 결정하는 중요한 요소이다.

연직혼합 모수화 방안은 난류종결(turbulence closure) 방법에 따라 크게 두 가지 종류로 구별될 수 있다. 난류종결방안은 해양혼합층 내 난류과정을 이미 알고 있는 변수들로 모수화하는 방법에 따라 구분되며 대기경계층에 적용되는 것과 유사하다(Ayotte et al. 1996; Bleck 2002; Griffies 2009; NCAR 1996). 좀 더 자세하게 살펴보면 난류종결방안은 난류운동방정식을 수치적으로 풀기 위한 난류종결의 차수에 따라 부시네스크 가설을 이용한 1차 종결방안, 강한 난류운동에너지를 이용하여 해양상층에 잘 혼합된 층을 유지시키는 2차 종결방안으로 나뉜다. 1차 종결방안으로는 Ekman 방안(Ekman 1905), Pacanowski and Philander 방안(Pacanowski and Philander 1981), 그리고 K-Profile 모수화 방안(Large et al. 1994)이 잘 알려져 있고, 2차 종결방안으로는 Mellor and Yamada 방안

(Mellor and Yamada 1982)과 Noh and Kim 방안(Noh and Kim 1999) 등이 널리 쓰인다.

이 연구의 목적은 서로 다른 연직혼합 모수화 방안들인 1차 난류종결방안인 K-Profile 방안(이하 KPP 방안)과 2차 난류종결방안인 Noh and Kim 방안(이하 N 방안)이 동일한 해양대순환모형에 처방되었을 경우, 모사된 주요 해양 변수들에 나타난 차이를 살펴보고 그 원인을 알아보는 것이다. 연직 혼합방안의 영향이 가장 크게 나타나는 해양 상층이 이 연구의 분석 대상이며, 주요 분석 변수는 상층에서 계절에 따른 변동성이 큰 해면수온과 혼합층깊이이다. 주요 분석 해역은 적도 태평양으로 이 해역에서는 지구 자전에 의한 전향력이 작으므로 연직혼합 차이에 따른 해면수온이나 혼합층깊이의 변동성에 차이가 크게 나타나기 때문이다(Chen et al. 1994).

이 논문의 구성은 다음과 같다. 두 연직혼합방안 KPP 방안과 N 방안이 각각 적용된 해양대순환모형에 대한 간략한 소개와 모사된 결과의 비교 및 분석을 위해 사용된 관측 자료에 대한 설명, 그리고 이 두 방안에 대한 간략한 설명을 2장에서 다루었다. 두 연직혼합방안으로 모사된 모형 결과와 관측 자료와의 비교는 3장에 제시하였다. 마지막으로 4장에서 이 연구 결과에 대한 논의와 결론을 제시하였다.

2. 모형 및 분석방법

해양대순환모형

이 연구에 사용된 해양대순환모형은 미국 지구물리유체 역학연구소(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, 이후 GFDL)의 Modular Ocean Model 4판(MOM4p1)이다. 이 모형의 해상도는 경도방향으로 1°의 간격을, 위도방향으로 남/북위 30°내에서는 1/3°에서 1°로 변하는 가변격자를, 30°이상 90°에서는 1°의 균등격자를 이루고 있다. 연직으로 총 50개 층을 두었으며 100m까지는 11개의 층으로 조밀하게 구성하여 수온약층의 모사능력을 극대화할 수 있도록 하였다. 최상층의 두께는 5 m, 최하층의 두께는 366 m으로 상층에서 조밀하고 하층으로 갈수록 성기게 구성하였다. 수심자료는 미국립해양대기청(National Oceanic

and Atmospheric Administration) 지구물리자료센터(National Geophysical Data Center)의 5분 격자 간격의 수심 원시자료(NCAR 1989)를 바탕으로 모형 해상도에 맞게 내삽하여 만들었다(Griffies 2009). 모형의 강제력으로 사용된 경계조건으로는 GFDL의 OM3_Coordinated Ocean Reference Experiment (OM3_CORE) 3 실험에서 기본적으로 제공되는 월평균 바람, 열속 및 담수속이 사용되었다. OM3_CORE3 실험은 GFDL 해빙모형과 결합되어 있으며, CORE 자료로부터 평년의 기후 자료를 입력받는다(Griffies et al. 2004). 전체 적분기간은 10년이며 후반 5년 결과를 분석하였다.

연직혼합방안

KPP 방안

기본적으로 1차 난류 종결방안의 가장 단순한 형태는 아래와 같다.

$$\overline{wx} = -K\partial_z X \quad (1)$$

우측 항의 X 는 수평 유속, 수온, 부력, 염분의 평균, K 는 난류 확산계수이다. 좌측 항의 w 는 연직 속도, x 는 수평 유속, 수온, 부력, 염분의 난류변동(turbulent fluctuation)이다. 식 (1)과 같이 1차 난류 종결방안에 사용되는 여러 방안 중 특히 KPP 방안에서는 비국지적 특성에 의해 유도되는 대규모 난류 운동의 특성을 고려하는 것이 특징이다. 또한 확산계수가 혼합층 내부에서 확산에 의한 연직혼합의 정도를 나타내는 반면에 점성계수는 난류 운동에 의한 연직혼합의 정도를 표현하는 계수로 점성계수가 확산계수보다 큰 값을 가지며 특히 각각의 계수들은 해양 혼합층깊이에 직접적인 영향을 받는다(Large et al. 1994). KPP 방안에서 연직운동 속(flux)은 아래와 같이 표현된다.

$$\overline{wx} = -K(\partial_z X - \gamma_x) \quad (2)$$

식 (2)는 식 (1)에 비국지 수송항(γ_x) (Mailhot and Benoit 1982)이 추가된 형태이다. γ_x 는 대규모 난류 혼합에 의한 비국지 효과를 나타내는 것이며, 난류 확산계수 K 는 해양 경계층에서 표층 강제와 혼합층깊이에 따라 좌우되며 다음 식으로 계산한다(Large et al. 1994).

$$K(\sigma) = hw(\sigma)G(\sigma) \quad (3)$$

$\sigma(=d/h)$ 는 무차원 연직좌표로 표층에서 떨어진 거리(d)를 해양경계층깊이(h)로 나눈 값을 나타내며 경계층에서 0에서 1까지 변한다. 모든 수심에서 K 는 h 에 직접적으로 비례하고 값이 클수록 해양 경계층을 더 깊게 만들어서 크고 많은 난류를 내포할 수 있게 한다. $G(\sigma)$ 는 무차원 연직형상함수로 입방 다항식(cubical polynomial, O'Brien

1970)으로 표현하며, $w(\sigma)$ 는 난류속도규모로 해양경계층 안에서 σ 와 안정도에 좌우된다(Large et al. 1994) (부록 A).

해양경계층 내부에서 확산계수에 직접적인 영향을 주는 해양경계층깊이(h)는 표층강제, 해양 부력(B), 수평 유속(V)에 의해 결정되며 값이 클수록 강한 난류를 갖는 경계층을 깊게 만든다. 이러한 해양경계층깊이는 벌크 리처드슨 수(Ri_b)가 임계 값($Ri_b = Ri_c = 0.3$)이 되는 d 가 된다($d = h$) (부록 B). 모든 깊이에서 난류 확산계수는 해양경계층깊이에 직접적으로 비례한다. 따라서 해양경계층이 깊어질수록 난류 혼합이 더 크게 된다. 하지만 이러한 비국지적 종결방안의 모수화 방안에도 불구하고 혼합층 내부의 연직 혼합과정을 적절히 묘사하는데 어려움이 있는 것으로 알려져 있다(Ayotte et al. 1996).

N 방안

반면 Noh and Kim (1999)은 새로운 연직혼합방안을 제시하였다. KPP 방안과 비교하여 N 방안의 가장 큰 특징은 2차 난류종결방안(second-turbulent closure scheme)에서 표층 경계조건과 길이 규모에 파쇄효과를 고려하고 난류 운동에너지에 직접 계산하여 리처드슨 수를 표현하는 것이 특징이다(Noh et al. 2002; Noh and Kim 1999).

N 방안에서는 연직 난류 점성계수(K_M), 수온과 염분에 대한 난류확산(K_H), 난류운동에너지의 난류확산(K_E)을 아래와 같은 관계식을 사용하여 계산한다.

$$K = SqI \quad (4)$$

여기에서 K 는 난류점성 및 확산계수, $q^2/2(=E)$ 는 난류속도에너지, I 는 난류의 길이규모(length scale), S 는 성층효과를 나타낸다. 난류운동에너지 E 는 아래 식으로 구한다.

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_E \frac{\partial E}{\partial z} \right) + K_M \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - K_H \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \varepsilon \quad (5)$$

u , z 는 각각 수평 유속, g , ρ_0 , ρ , ε 는 각각 중력가속도, 기준 밀도, 지역 밀도, 소산율, E 는 난류운동에너지($=q^2/2$), K_M , K_H , K_E 는 각각 연직 난류점성계수, 난류확산계수, 난류운동에너지의 난류확산이다. 위의 식 (4)과 (5)은 2차 난류종결방안의 전형적인 형태이다. 식 (4)의 계수들은 Mellor and Yamada (1982)가 균질한 유체에 적용한 값과 동일하다. 하지만 N 방안은 Mellor and Yamada 방안과 표층 강제와 성층효과 모수화에 차이가 있으며 N 방안에서 TKE에 대한 경계조건은 다음과 같다.

$$K_E \frac{\partial E}{\partial z} = mu_*^3 \quad (6)$$

u_*^3 는 바람에 의한 마찰속도이다. 길이규모인 l 는 다음과 같이 구한다.

$$l = \frac{\kappa(z+z_0)}{1+(z+z_0)/h} \quad (7)$$

h 는 혼합층의 깊이, κ 는 본 카르만 상수($=0.4$), z_0 는 표층에서의 거칠기 길이규모이며, N 방안에서는 (6), (7)의 식에서 $m=0$, $z_0=1$ 로 설정하였다(Agrawal et al. 1992; Anis and Moum 1992; Osborn et al. 1992).

분석 방법

분석에 사용된 변수는 두 연직혼합방안에서 계산된 연직확산계수, 수평 유속, 해면수온 및 수온의 연직분포, 혼합층깊이이다. 혼합층깊이는 표층으로부터의 부력차가 0.0003 m s^{-2} 를 넘는 수심으로 정의하였다(Griffies 2009; Price et al. 1986; Thomson and Fine 2003). 또한 두 방안의 모사 결과의 비교 및 분석을 위해 활용한 해양 자료동화자료는 SODA(Simple Ocean Data Assimilation version 1.4.2)로 수평격자는 위경도 방향으로 $0.25^\circ \times 0.4^\circ$, 연직층수는 40개이며(Carton and Giese 2008) 1958년에서 2001년 월평균 자료를 전체 기간에 평균하여 사용했다. 동일한

KPP 방안이 사용된 이 자료를 통해서 어느 방안이 관측과 가깝다고 판단하기에는 어려움이 있음을 밝힌다. 분석은 적도 태평양에서 모사된 해면수온, 혼합층깊이 수평분포 차이 및 수평 유속, 상층 수온의 연직 분포 차이에 대해 이뤄졌다. 각 변수들 간의 상관 분석을 실시하였으며, 수평 및 연직 분포 차이에서 95% 이상 유의한 부분은 명암을 달리하여 표시하였다.

3. 결 과

확산계수 및 수평 유속 관계

Fig. 1은 KPP 방안과 N 방안으로 각각 모사된 확산계수의 연직분포를 적도를 따라 서태평양(동경 165도), 중태평양(서경 140도) 그리고 동태평양(서경 110도) 해역에 대해 보인 것이다. 이 해역들에서 확산계수는 표층에서 최대가 되고 수심이 깊어짐에 따라 감소하여 약 100 m 이하의 수심에서는 0이 된다. 그림에서 확인할 수 있는 가장 큰 특징은 N 방안이 KPP 방안보다 모든 해역 표층에서 약 10배 이상 큰 확산계수 값을 보이고 있다는 것이다. N 방

Fig 1. Eddy diffusivity ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) calculated by N (red line) scheme and KPP (dotted line) scheme along the equatorial Pacific at 165°E, 140°W, and 110°W

안은 특히 표층 부근에서 해역에 따라 확산계수 값에 차이를 보였는데 서태평양 해역에서 가장 큰 값을 보였으며 동쪽으로 갈수록 그 크기가 줄어들음을 알 수 있다. 이러한 차이는 N 방안으로 모사된 혼합층깊이가 서태평양에서 깊고 동태평양에서 낮은 것과 일관된 결과이다. 이와 달리, 중태평양 해역에서 N 방안으로 계산된 확산계수는 다른 해역에 비해 상대적으로 깊은 수심까지 양의 값을 보였다. N 방안과 달리 KPP 방안은 서태평양 지역의 매우 얇은 표층지역을 제외하고 적도 전 해역에서 0에 가까운 확산계수 값을 보이고 있어 표층 부근에서 두 방안간의 확산계수의 차이가 크음을 알 수 있다. 확산계수의 차이는 결국 해양 상층에서의 혼합 크기에도 영향을 미치므로 두 방안으로 모사된 혼합층깊이에 나타난 차이를 어느 정도 설명하는 것이다.

Fig. 2는 Fig. 1과 동일한 해역에서 동서 방향 수평 유속의 연직 분포를 SODA 자료와 비교한 것이다. Fig. 2로부터 서로 다른 두 연직혼합방안을 적용함으로써 적도 태평양에서 모사된 동서 방향 수평 유속의 연직 분포가 중태

평양과 동태평양에서 서로 차이를 보이고 있음을 알 수 있다. 동경 165도 서태평양 해역에서 수심의 변화에 따른 수평 유속은 두 방안이 SODA 자료와 비슷한 분포를 보이고 있다. 이와 달리 두 방안 모두 서태평양을 제외한 적도 중태평양과 동태평양 표층 부근에서는 서향 하는 수평 유속의 크기가 SODA 값보다 크게 나타나는 반면, 50 m 수심 아래에서는 작게 나타났다. 한편, 수평 유속의 최대 값은 KPP 방안에 의한 것이 중태평양 및 동태평양 해역에서 N 방안에 의한 것보다 수심이 더 얇은 곳에 나타났으며, 그 크기는 더 크게 나타났다. 결과적으로 KPP 방안보다 N 방안이 표층 부근에서 강한 서향류를, 그리고 좀 더 깊은 수심에서 최대 유속을 모사함을 알 수 있다.

두 방안으로 각각 모사된 수심에 따른 서향류의 차이는 결국 수평 유속의 연직 시어(shear)의 차이를 유발함으로써 해양 혼합층 내 난류의 크기 및 혼합층깊이에 영향을 주며, 궁극적으로 해수면 온도 모사에도 영향을 줄 것으로 사료된다. 특히 수평 유속 모사 결과에서 가장 큰 차이를 보이는 해역은 중태평양이다. 중태평양에서 N 방안의 경

Fig. 2. The vertical profiles of long-term mean zonal current (cm s^{-1}) from the SODA data (cross), the N scheme (red line), and the KPP scheme (dashed line) along the equatorial Pacific (5°S - 5°N) at 165°E , 140°W , and 110°W . The long-term mean was calculated by taking average from 1954 to 2001 for SODA and for the last 5-years of the simulation data. See the text for details

우 150 m 수심에서 최대 수평 유속이 나타난 반면, KPP 방안의 경우 좀 더 얇은 수심(약 120 m)에서 수평 유속의 최대값이 나타났으며 그 크기는 N 방안의 그것보다 다소 크게 묘사되었다. 이후 혼합층깊이의 분석 결과에서도 확인할 수 있는 것처럼 중태평양 해역은 두 방안에 의해 묘사된 혼합층깊이의 차이가 가장 크게 나타나는 지역으로 N 방안으로 묘사된 혼합층깊이가 KPP 방안으로 묘사된 그것보다 약 두 배 정도 큰 것으로 나타났다. 이것은 중태평양 지역에서 수평 유속의 최대값이 나타나는 수심과 그에 따른 수평 유속의 연직 시어의 크기 차이가 두 연직 혼합방안에 의해 묘사되는 혼합층깊이와 높은 상관도가 있음을 보여주는 것이다. 예를 들면 적도(남위 2도에서 북위 2도 평균)를 따라 서경 140도 중태평양 표층에서 300 m 수심까지 평균된 두 방안의 수평 유속의 차이와 혼합층깊이의 차이가 보인 상관계수는 -0.8 로 매우 높았다. 이와 같은 결과들은 해양대순환모형에서 수평 유속의 최대값이

위치하는 수심이 깊어 질수록 수평 유속의 연직 시어 차이를 증가 시키고, 난류 혼합을 강화시킴으로써 혼합층을 깊게 만드는 것을 의미한다. 즉, 해양대순환모형에서 묘사된 최대 수평 유속이 나타나는 깊이는 혼합층깊이를 결정하는데 중요한 인자로 작용함을 암시하는 것이다.

해면수온과 혼합층깊이 관계

두 방안 간 수평 유속의 연직분포 차이는 수온 분포의 차이로 나타난다(Fig. 3). 두 방안에 의해 묘사된 해면수온의 차이는 적도 중태평양 및 동태평양 해역(남위 5도에서 북위 5도, 동경 140도에서 서경 100도)에서 유의하게 나타났다(Fig. 3a). 특히 적도 중태평양 해역과 동태평양 일부 해역에서는 N 방안에서 묘사된 해면수온이 더 낮은 반면 페루 부근의 동태평양 해역에서는 오히려 N 방안이 묘사한 해면수온이 더 높게 나타났는데, 이 결과에 대한 논의는 이후에 다뤄질 것이다.

Fig. 3. (a) SST (°C) and (b) temperature (°C) difference between the N and KPP schemes (see the text for details) in equatorial Pacific simulated with MOM4. White-dotted region represents the statistically significant area at 95% confidence level with student t-test. Contour interval is 0.2°C. The solid and dashed lines represent positive and negative anomalies, respectively

Fig. 3b는 해양 상층에서 두 방안간 연직 수온 분포의 차이를 보인 것이다. 표층 부근에서 수온의 차이는 Fig. 3a에 보인 해면수온의 차이와 일치하였고, 동경 160도에서 서경 127도 중태평양에서 표층부터 수심 100 m까지는 N 방안이 KPP 방안보다 수온을 낮게 모사하는 반면 수심 150 m 이하에서는 KPP 방안보다 수온을 높게 모사하였다. 그에 반해, 서경 110도 동쪽으로 동태평양에서는 표층으로부터 약 50 m 이하에서 N 방안이 KPP 방안보다 수온을 높게 모사하였고, 그 이하 수심에서는 N 방안이 KPP 방안보다 수온을 낮게 모사하였다. 그림으로 보이지는 않았으나, 두 방안 모두 동태평양에서 수온이 급격하게 감소하는 수심 즉, 수온약층에 해당하는 수심이 50 m 부근으로, 수심 100 m 부근에서 수온약층이 존재하는 SODA와 비교하여 얇게 모사하였다. 이에 대한 원인은 여러 가지가 있을 수 있으나, SODA와 본 연구에서 해양대 순환모형의 경계 조건으로 처방된 대기 강제력이 동일하지 않으며, 동태평양에서 모사된 용승의 크기 또한 SODA와 차이를 보였기 때문이다.

Fig. 4에서 볼 수 있는 것처럼 혼합층깊이는 적도 태평양 해역에서 N 방안이 KPP 방안보다 전반적으로 깊게 모사되었는데, 중태평양에서 그 차이가 최대로 나타났으며 계절적으로 특히 9월부터 12월 사이에 그러하다(그림 생

략). 반면 해면수온은, 앞에서 언급한 것과 같이, 중태평양에서 N 방안이 KPP 방안 보다 작게 동태평양에서 KPP 방안 보다 크게 모사되었는데(Fig. 3a), 이것은 해면수온을 결정짓는 주된 요인이 두 해역에서 서로 다르기 때문이다. 두 방안으로 모사된 해면수온의 차이와 혼합층깊이의 차이는 동경 160도에서 서경 127도 중태평양에서 -0.52로 음의 상관계수를 보인 반면, 서경 127도에서 서경 100도 동태평양에서는 0.22로 양의 상관계수를 보였다. 이로써, 혼합층깊이에 나타난 차이만으로 해면수온에 나타난 차이를 설명할 수는 없다는 것을 알 수 있다.

이처럼 적도 태평양에서 혼합층깊이와 해면수온의 상관성이 해역에 따라 다르게 나타난 원인은 그 해역이 지닌 물리적 특성에 따라 이해될 수 있다. 중태평양에서는 주어진 대기 열속이 N 방안에서 상대적으로 깊은 혼합층에 분배되어 KPP 방안보다 해면수온을 더 낮게 모사한 것으로 추정된다. 용승이 활발한 동태평양에서는 N 방안에서 상대적으로 깊게 형성된 혼합층 내로 유입되는 차가운 용승류가 줄어들어 KPP 방안에서보다 해면수온이 더 높게 모사된 것으로 볼 수 있다. 나아가 동태평양에서 모사된 해수 온도도의 연직 분포 차이는 결국 이 지역에서의 성층의 강도차이(그림으로 보이지는 않음)를 가져오는데, 부력진동수(Buoyancy Frequency) 값이 N 방안에서 KPP 방안에

Fig. 4. Difference in mean mixed layer depth (m) between the N and KPP schemes in the equatorial Pacific simulated with MOM4. White-dotted region represents the statistically significant area at 95% confidence level with student t-test. Contour interval is 5 m. The solid and dashed lines represent positive and negative anomalies, respectively. See the text for details

서보다 1.28배 정도 크게 나타나 이를 뒷받침해준다.

4. 요약 및 토의

본 연구에서는 해양대순환모형에서 연직혼합층 모수화가 적도 태평양 혼합층깊이와 상층수온 모사에 미치는 영향을 파악하였다. 두 연직혼합방안(N 방안과 KPP 방안)에 의해 모사된 해양상층에서의 확산계수는 N 방안이 KPP 방안보다 적도 태평양 표층에서 최대 10배 이상 컸으며, 이러한 큰 확산은 수평 유속의 연직 시어 차이를 발생시킴으로 인해 해양상층의 혼합작용을 강화시키고 두 방안의 혼합층깊이 차이를 발생시켰다. 이는 최대 수평 유속이 위치하는 깊이와 혼합층깊이간의 높은 상관도로써 확인할 수 있었으며, N 방안이 KPP 방안보다 적도 태평양에서 혼합층깊이를 깊게 모사하는 이유를 설명하였다. 하지만 두 방안에 따른 해면수온 차이는 해역에 따라 다른 경향을 보였다. 적도 중태평양에서는 N 방안이 KPP 방안보다 해면수온을 더 낮게 모사한 반면, 적도 동태평양에서는 더 높게 모사하였다. 이러한 차이는 해면수온을 결정하는 주요 기작이 다르기 때문으로 판단된다. 적도 중태평양에서 동일한 대기 강제력 조건하에 혼합층이 깊어질 때(N 방안) 표층에서 깊은 수심까지 해수의 혼합을 통해 결국 해수 온도가 KPP 방안보다 낮아지는, 즉 대기에 의해 해면수온이 결정되는 반면, 용승 작용이 활발한 적도 동태평양에서는 혼합층의 깊어짐(N 방안)이 혼합층으로 유입되는 용승과 같은 차가운 수온의 영향을 약화시킴으로 결국 해면수온을 KPP 방안보다 상대적으로 높게 모사하였다. 또한 혼합층의 깊이가 얇을 경우(KPP 방안) 대기에서 해양으로 전달되는 운동량이 유입됨으로 인해 혼합층의 깊이가 깊을 경우(N 방안)와 비교하여 혼합층 부근에서 용승과 같은 연직 방향으로의 운동량 시어의 크기를 상대적으로 강화시킬 수 있다. 따라서 용승으로 인해 혼합층 내부로 유입되는 찬 해수가 해면수온의 냉각을 효과적으로 유도할 수 있음을 제시하였다. 이를 통해 적도 동태평양에서 두 방안의 해면수온 차이는 혼합층의 깊이와 용승의 상대적 역할이 큼을 알 수 있었으며 이와 같은 경향은 두 방안의 계절에 따른 상층수온 연직 분포의 차이에서도 동일하게 나타나는 것을 확인할 수 있었다.

적도 동태평양 해역은 적도 태평양 해역 중 해면수온의 경년 변동성(예를 들면 엘니뇨/라니냐 변동성)이 가장 크며 최근 연구 결과(DiNezio et al. 2013)는 이 해역에서의 성층 정도를 해면수온의 경년 변동성 크기를 결정하는 중요한 변수로 제시하였으며 성층 강도와 해면수온의 경년 변동성의 상관성에 대한 연구가 필요함을 지적하였다. 따라서 기후모형의 중요 성분모형인 해양대순환모형에 처방된 연직혼합방안의 차이는 적도 동태평양 해역에서 성층

정도의 차이를 가져오고 결과적으로 이 해역에서 해면수온의 경년 변동성의 모사 차이를 가져옴으로 기후모형의 전체적인 기후 모사 경향에 영향을 줄 수 있을 것으로 사료된다. 또한 과거 선행연구 결과(Rosati and Miyakoda 1988)에서 현실적인 동태평양 해면수온 모사에 있어서 바람의 역할과 높은 빈도의 강제력을 강조하였는데, 바람은 증발과 직접적으로 관련하여 열속에 변화를 일으키고 해면수온 결정에 영향을 주기에 그것의 적절한 모사가 필요하다.

이 논문의 주 관심사는 두 방안의 모사 비교가 주된 내용으로 어느 방안이 현장 관측치에 가깝다고 제시하는데 있어서는 향후에 추가적인 분석을 할 예정이다. 참고로 열대 태평양에서 재분석(SODA) 자료와 비교했을 때, 수평 유속은 KPP 방안이 가깝게 모사하였고 혼합층깊이는 두 방안 모두 관측에 비해 깊게 모사하는 경향이 있었다. 또한 N 방안에 대한 최근 발표(이와 노 2012)에 따르면, 성층이 난류억제에 미치는 영향을 조절하는 모수(parameter)를 조절하여 LES(Large Eddy Simulation)에 적용한 결과, 특히 적도해역 모사가 상당히 개선되었으며 혼합층 깊이, 해면수온, 수직수평 유속이 관측과 유사하게 모사되었다고 한다.

사 사

이 논문은 2009년도 정부(교육과학기술부)의 재원으로 한국연구재단(NRF-2009-C1AAA001-2009-0093042) 및 한국해양과학기술원의 “한반도 주변해 지역 기후 집합모형 수립(PE99123)”의 지원으로 수행되었습니다. 세밀한 심사료 논문의 질을 높여주신 두 분 심사자님들에 깊은 감사를 드립니다.

참고문헌

- 이지혜, 노의근 (2012) GAIA과제: Comparison of the Vertical Mixing Schemes in the OGCM with the Sensitivity to the Latitudinal Dependence. 2012년도 한국해양과학기술 공동학술대회 초록집, EXCO, 대구, 2012년 5월 31일-6월 1일, pp 16
- Agrawal YC, Terray EA, Donelan MA, Hwang PA, Williams AJ, Drennan WM, Kahma KK, Kitaigorodskii SA (1992) Enhanced dissipation of kinetic-energy beneath surface-waves. *Nature* **359**(6392):219-220
- Alexander MA, Timlin MS, Scott JD (2001) Winter-to-winter recurrence of sea surface temperature, salinity and mixed layer depth anomalies. *Prog Oceanogr* **49**(1-4): 41-61
- Anis A, Moum JN (1992) The Superadiabatic Surface-Layer

- p of the Ocean during Convection.
- J Phys Oceanogr*
- 22**
- (10):1221-1227
- Ayotte KW, Sullivan PP, Andren A, Doney SC, Holtslag AAM, Large WG, McWilliams JC, Moeng CH, Otte MJ, Tribbia JJ, Wyngaard JC (1996) An evaluation of neutral and convective planetary boundary-layer parameterizations relative to large eddy simulations. *Bound-Lay Meteorol* **79**(1-2):131-175
- Bleck R (2002) An Oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates (Vol.4, p.55, 2002). *Ocean Model* **4**(2):219-219
- Carton JA, Giese BS (2008) A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). *Mon Weather Rev* **136**(8):2999-3017
- Carton JA, Grodsky SA, Liu H (2008) Variability of the oceanic mixed layer, 1960-2004. *J Climate* **21**(5):1029-1047
- Chen D, Rothstein LM, Busalacchi AJ (1994) A hybrid vertical mixing scheme and its application to tropical ocean models. *J Phys Oceanogr* **24**(10):2156-2179
- DiNezio PN, Kirtman BP, Clement AC, Lee SK, Vecchi GA, Wittenberg A (2013) Mean climate controls on the simulated response of ENSO to increasing greenhouse gases. *J Climate* **25**(21):7399-7420
- Ekman VW (1905) On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark Mat Astr Fys* **2**(11):1-53
- Griffies SM (2009) Elements of MOM4p1. NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL Ocean Group Technical Report, 444 p
- Griffies SM, Winton M, Samuels BL (2004) The Large and Yeager (2004) dataset and CORE. NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, 5 p
- Halliwel GR (2004) Evaluation of vertical coordinate and vertical mixing algorithms in the HYbrid-Coordinate Ocean Model (HYCOM). *Ocean Model* **7**(3-4):285-322
- Large WG (1998) Modeling and parameterizing the ocean planetary boundary layer. *Nato Adv Sci I C-Mat* **516**: 81-120
- Large WG, McWilliams JC, Doney SC (1994) Oceanic vertical mixing - a review and a model with a nonlocal boundary-layer parameterization. *Rev Geophys* **32**(4):363-403
- Li XJ, Chao Y, McWilliams JC, Fu LL (2001) A comparison of two vertical-mixing schemes in a Pacific Ocean general circulation model. *J Climate* **14**(7):1377-1398
- Mailhot J, Benoit R (1982) A finite-element model of the atmospheric boundary-layer suitable for use with numerical weather prediction models. *J Atmos Sci* **39**(10):2249-2266
- Mellor GL, Yamada T (1982) Development of a turbulence closure-model for geophysical fluid problems. *Rev Geophys* **20**(4):851-875
- Montegut CD, Madec G, Fischer AS, Lazar A, Iudicone D (2004) Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J Geophys Res-Oceans* **109**(C12003). doi:10.1029/2004JC002378
- NCAR (1989) NCAR ASCII Version of ETOPO5 earth surface elevation. Data Support Section (National Center for Atmospheric Research
- NCAR (1996) The NCAR CSM Ocean Model. National Center For Atmospheric Research Boulder, NCAR/TN-423+STR, 75 p
- Noh Y (1996) Dynamics of diurnal thermocline formation in the oceanic mixed layer. *J Phys Oceanogr* **26**(10):2183-2195
- Noh Y, Jnag C, Yamagata T, Chu PC, Kim C-H (2002) Simulation of more realistic upper-ocean processes from an OGCM with a new ocean mixed layer model. *J Phys Oceanogr* **32**:1284-1307
- Noh Y, Kim HJ (1999) Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process. *J Geophys Res-Oceans* **104**(C7):15621-15634
- O'Brien JJ (1970) A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *J Atmos Sci* **27**:1213-1215
- Osborn T, Farmer DM, Vagle S, Thorpe SA, Cure M (1992) Measurements of bubble plumes and turbulence from a submarine. *Atmos Ocean* **30**(3):419-440
- Pacanowski RC, Philander SGH (1981) Parameterization of vertical mixing in numerical-models of tropical oceans. *J Phys Oceanogr* **11**(11):1443-1451
- Price JF, Weller RA, Pinkel R (1986) Diurnal cycling - observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *J Geophys Res-Oceans* **91**(C7):8411-8427
- Thomson RE, Fine IV (2003) Estimating mixed layer depth from oceanic profile data. *J Atmos Ocean Tech* **20**(2):319-329

Received Jun. 28, 2013

Revised Sep. 11, 2013

Accepted Sep. 16, 2013

부록 A. 비국지 KPP 방안에서 무차원 연직형상 함수와 난류속도규모

식 (3)에서 $G(\sigma)$ 는 무차원 연직형상함수로 입방 다항식 (cubical polynomial) (O'Brien 1970)으로 다음과 같이 표현한다.

$$G(\sigma) = \sigma(1 + a_2\sigma + a_3\sigma^2) \quad (0 < \sigma \leq 1) \quad (A1)$$

$G(0) = 0$ 으로 가정할 때 난류 운동이 표층을 넘지 않는 물리적 조건을 만족한다. 계수 a_2 와 a_3 는 해양 내부와 경계층의 혼합 계수와 이들의 변화도가 $\sigma = 1.0 (d = h)$ 일 때 일치하도록 계산된다. 따라서 내부 혼합이 경계면 전체에 영향을 줄 수 있게 된다. 식 (3)의 $w(\sigma)$ 는 난류속도규모로 해양경계층 안에서 σ 와 안정도에 좌우된다(Large et al. 1994). 안정도는 표층열속($\overline{wt_0}$) 또는 h/L (Monin-Obukhov 길이규모)비로 대등하게 정의할 수 있다. 수온 및 염분과 같이 혼합에 관련된 속도규모를 w_t , 속도규모와 다른 운동량 성분은 w_m 로 표시한다(Large et al. 1994). 안정($\overline{wt_0} < 0$ 또는 $h/L > 0$)하거나 중립($\overline{wt_0} = 0$ 또는 $h/L = 0$)인 표층조건에서 수동추적자의 속도규모는 다음과 같이 계산한다.

$$w_t = \frac{u_*}{\phi_t} \quad (A2)$$

여기서, u_* 는 마찰속도이고 ϕ 는 무차원 수온연직구배 (vertical temperature gradient)이며 다음 식으로 계산한다.

$$\phi_t = 1 + 5\frac{d}{L}, \quad \left(\frac{d}{L} \geq 0\right) \quad (A3)$$

여기서, L 는 모닌-오브코브(Monin-Obukhov) 길이로 다음과 같이 계산한다.

$$L = -\frac{u_*^3}{k(\alpha g)\overline{wt_0}} \quad (A4)$$

$k(=0.4)$ 는 폰 카르만 상수, α 는 열역학 팽창계수, g 는 중력가속도이다. 안정 조건에서는 열과 운동량의 교환계수들은 유사하므로 $w_t = w_m$ 가 된다. 불안정한 조건($\overline{wt_0} > 0$ 또는 $h/L < 0$)에서 w_t 은 w_m 과 형태가 달라지고 이 차이는 강한 대류를 야기한다. 일반적으로 불안정한 단면도에서 해양경계층은 얇은 표층과 깊은 경계층의 두 개의 층으로 나눌 수 있다. 그 중 얇은 층(일반적으로 열에 대해 $h/L \geq$

-1.0)에서 ϕ_t 는 다음과 같이 계산한다.

$$\phi_t = (1 - 16d/L)^{-1/2} \quad (A5)$$

w_m 은 다음과 같이 계산한다.

$$w_m = \frac{u_*}{\phi_m}, \quad \left(\frac{d}{L} \leq 1.0\right) \quad (A6)$$

ϕ_m 은 무차원 유속구배로 다음의 식으로 계산한다.

$$\phi_m = (1 - 16d/L)^{D1/4}, \quad (d/L \geq -2.0) \quad (A7)$$

이 모든 불안정한 형태는 $d/L = 0$ (중립 상태)인 안정한 함수와 일치한다. 또한 Large et al. (1994, Fig. B1)에서 $d/L < 0$ 인 경우에 $\phi_m > \phi_t$ 이므로, $w_m < w_t$ 이 되고 대류는 운동량 보다 언제나 스칼라 추적자를 효과적으로 혼합한다.

부록 B. 비국지 KPP 방안의 벨크 리차드슨 수

2절의 KPP 방안 항에서 언급한 바 있는 해양경계층 깊이(h)를 결정하는 벨크 리차드슨 수에 대한 식은 다음과 같다.

$$Ri_b = \frac{(B_r - B)d}{(U_r - U)^2 + (V_r - V)^2 + V_t^2} \quad (B1)$$

여기에서 각 B_r, U_r, V_r 은 표층 부근에서의 기준 부력과 수평 유속, 각 B, U, V 는 평균 부력과 수평 유속, V_t 는 난류 속도 시어(Shear)의 속도 규모이다. 식(B1)를 통해 결정된 h 는 평균 부력(B_r)과 평균 속도(U, V_r)에 의한 난류 경계면 혼합이 지역 부력과 속도에 의해 안정되기 전에 성층 내부로 얼마나 깊게 투과할 수 있는 지를 결정한다. 또한 분모항에 추가된 V_t 는 해양경계층 안에서 큰 난류 혼합에 의해 유도되는 동반이행(entrainment)의 강도를 결정한다. 기본적으로 KPP 방안에서는 해양경계층 내부에서 혼합 계수들은 직접적으로 해양 경계층 깊이와 비례하는 특징을 가지게 된다. KPP 방안에서는 큰 규모의 해양경계층 확산과 점성 종단면에 의해 표층부터 바닥까지 혼합을 일으키도록 모수화 되어 있으며(Large 1998; Large et al. 1994), 상대적으로 일정하지 않고 규칙적이지 않은 연직 격자에서 작동하고 일반적으로 사용하는 종래의 혼합방안에 비해 해양내부 및 해수면 경계에서의 넓은 범위의 물리적 과정의 영향을 모수화 한다(Halliwel 2004).