

상자 모형으로 추정된 동해의 생물 펌프

김재연¹ · 강동진^{2,*} · 김 응³ · 조진형³ · 이창래³ · 김경렬² · 이동섭¹

¹부산대학교 해양학과

²서울대학교 지구환경과학부/해양연구소 해양순환계 연구실

³충남대학교 해양학과

Biological Pump in the East Sea Estimated by a Box Model

JAE-YEON KIM¹, DONG-JIN KANG^{2,*}, EUNG KIM³, JIN HYUNG CHO³, CHANG RAE LEE³,
KYUNG-RYUL KIM² AND TONGSUP LEE¹

¹Department of Marine Science, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

²OCEAN Laboratory, Research Institute of Oceanography, School of Earth and Environmental Sciences,
Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

³Department of Oceanography & Ocean Environmental Sciences, Chungnam National University, Daejeon 305-764, Korea

산업혁명 이후 인류가 과량으로 방출한 이산화탄소가 지구환경에 어떤 영향을 미치는지, 그리고 해양이 흡수하는 탄소량의 크기가 얼마인지에 대한 연구들이 진행되고 있다. 대양과 비슷한 순환 특징을 가지고 있는 동해가 이산화탄소 증가와 지구온난화에 대해 어떻게 반응하는지를 알아보기 위한 연구계획의 일환으로 탄소순환에 중요하게 기여하는 생물펌프의 크기를 간단한 상자모형을 적용시켜 추정하였다. 매개변수로는 인산염을 사용하였는데, 동해에서 일어나고 있는 수층 구조의 변화를 고려해서 해수 수지와 용존산소 수지를 맞춘 다음에, 인산염의 과거 자료를 바탕으로 인의 순환 플럭스를 모사하였다. 1952년부터 2040년까지 모사해 본 결과, 동해에서 생물펌프는 점차 강화되고 있고, 현재 0.016 Pg C yr⁻¹ 정도를 해양 내부로 내보내고 있는 것으로 추정된다. 한편 동해의 해수순환은 저층수를 만드는 것이 줄어들면서 반면 중앙층으로 유입이 증가하는 추세이다. 산소가 풍부한 표층수가 중앙층으로 유입되면서 유광층에서 하강한 생물입자들의 분해가 이 층에서 활발해져서 영양염을 표층으로 되돌리는 것이 강화될 것으로 보인다. 이렇게 되면 생물에 의한 탄소제거가 늘어나게 될 것이다. 지난 50년간의 생물펌프 변화로 볼 때 산업혁명 이후 생물에 의한 동해의 인류기원 이산화탄소 흡수량은 0.025 Pg C 정도로 추정된다.

Recently efforts are underway to analyze the impacts of anthropogenic CO₂ on the global environments and the amount of oceanic uptake increase. The East Sea is now viewed as a miniature ocean because its circulation pattern is similar to the ocean conveyor belt. The biological pump of the East Sea is a vital component to understand the carbon cycle quantitatively. In this paper, the biological pump is estimated utilizing the stoichiometric ratio between carbon and phosphorus. A simple phosphate budget model is constructed based on the seawater and dissolved oxygen box model that can simulate the recent structural change in deep water circulation of the East Sea. A model run from year 1952 to 2040 shows the steadily intensifying biological pump. Currently it exports about 0.016 Pg C yr⁻¹, which corresponds to 35% of the carbon introduced into the seawater by the air-sea exchange. An increased oxygen supply to the central water mass as a result of from the transition in the ventilation system might enhance the remineralization of sinking biogenic particles. This should strengthen the upward nutrient flux into the surface layer. Consequently, the biological sequestration of anthropogenic carbon is expected to increase with time. The estimated biological uptake of the anthropogenic carbon in the East Sea since the Industrial Revolution is estimated as 0.025 Pg C.

Key words: Biological Pump, Carbon Cycle, Phosphate, Box Model, East Sea

서 론

동해 전체에 대한 첫 번째 근대 해양학적 조사는 약 70년 전에 이루어졌으며 이로써 동해 깊은 곳은 어디나 산소가 풍부하게 녹

아있는 0°C에 가까운 찬 바닷물로 채워져 있다는 것을 알게 되었다(Uda, 1934). 이후 1950년에 구소련인 학자들이 북서태평양 조사의 일환으로 동해를 관측한 바 있지만(USSR AOS, 1954; 1957), 현대식 장비를 가지고 동해 전반에 대해 본격적인 조사를 벌인 것은 1993년에 시작한 CREAMS(Circulation Research of the East Asian Marginal Seas) 관측부터이다(Kim *et al.*, 1996).

*Corresponding author: dj kang@tracer.snu.ac.kr

동해 심층수의 평균 수온이 상승했을 것이라 예상하고 관측하지는 않았지만, 지난 70년 동안 축적된 자료들에서 동해의 내부에 지구온난화로 비롯된 듯한 변화가 기록되고 있음을 알게 되었다 (Gamo, 1999; Kim *et al.*, 2001; Gamo *et al.*, 2001). 이 가운데서 특히 눈에 띄는 것은 심층 해수에서 용존산소가 빠른 속도로 줄어들고 있는 점이다. 일반적으로 용존산소 최소층은 수온약층(염밀하게는 밀도약층) 아래에서 발달한다. 하지만 동해의 경우에는 수온약층 하부에서 용존산소 최대층이 나타나서 궁극증을 불러일으켰는데, 심층에선 용존산소가 줄어들고 이와 때를 같이하여 중층에서 용존산소 최대층이 나타나기 시작한 것은 심해수 형성 기작이 변하고 있음을 알려주는 증거라는 의견이 제기되기 시작했다 (Kim *et al.*, 1999). 곧이어 CFCs (Min *et al.*, 1996), 삼중수소/헬륨 (Hahm and Kim, 2001) 및 SF₆ (이, 2003)의 측정을 통해 동해 심층수의 연령을 추정할 수 있었고, 심해수가 하강하는 깊이의 변화는 Moving Boundary Box Model이라고 이름을 붙인 1차원 상자모형으로서 제시되었다 (Kim and Kim, 1996; Kang *et al.*, 2003b).

지금까지 연구 결과를 요약하면 추운 겨울철에 표층에서 냉각된 차고 산소가 풍부한 물이 동해 바닥까지 내려가서 심층수를 만들어내던 동해의 순환 시스템이 바다까지 하강하기에 충분히 무거운 해수를 만들어내지 못하게 되면서 동해의 중층으로 그 공급선을 바꾸게 되었다는 해석이다. 이것은 온난화된 미래에 일어날 것으로 예견되는 북대서양의 심층수 공급 중단 시나리오 (Manabe and Stouffer, 1993)와 맥락을 같이 하는 것이다. 따라서 동해 내부의 변화에 대해 우리가 하나씩 알아 가면 갈수록 예상되는 대양의 변화에 대한 과학적 불확실성을 제거할 수 있을 것이라는 기대를 불러일으킨다.

앞에서 언급한 바와 같이 동해는 대륙주변해 (marginal sea) 이지만 심층수를 만들어 내며, 표층에서는 난류와 한류가 만나 극전선을 이루고 있어서 축소판 대양으로 보는 시각이 제기되었다 (Kim *et al.*, 2001). 또한 수심이 얕은 해협을 통해 표층수만 제한적으로

교환되므로 상자모형을 설정하여 시스템을 이해하기에 적합하다. 동해 심해수가 한번 순환하는데 걸리는 시간은 100년 내외로 짧아 대양에 비해 1/10 미만이다 (Tsunogai *et al.*, 1993, Kim and Kim, 1996, Kumamoto *et al.*, 1998). 동해의 이러한 역동적인 순환체계는 미래의 온난화된 세계에서 대양의 모습을 먼저 보여줄 가능성이 높으므로, 관측과 모델을 비교연구하기에 더욱이 좋은 여건을 갖추고 있다.

20세기 후반에 지구 평균기온이 0.6°C 가량 상승했다는 발표가 IPCC 2001년 보고서에서 인증을 받았다 (Houghton *et al.*, 2001) 해양이 이산화탄소로 대표되는 온실기체의 거동이나 지구변화에 있어서 어떠한 역할을 하는지에 대한 관심이 더욱 고조되고 있다. 화석연료 사용과 대지사용 관행이 바뀌면서 인류가 대기로 내보낸 이산화탄소의 반 정도는 대기에 축적되고 있으나 나머지는 정량적인 관점에서 행방이 묘연하다. 물론 이 가운데 상당 부분을 해양이 제거하고 있을 것이라는 데에는 동의하지만, 그 방식과 양은 아직도 논란의 대상이다. 해양은 특유의 느린 순환과 규모를 가지고 있고 자연 순환 탄소량은 워낙 그 값이 크기 때문에 해양이 제거하는 인류기원 탄소량은 관측 자료에 바탕을 두기 보다는 주로 모델을 운용하여 추정해 왔다 (Sarmiento *et al.*, 2000).

일반대순환모델 또는 해양-대기 접합 대순환 모델은 해양이 연간 약 2 Pg C의 인류기원 이산화탄소를 흡수할 것이라 제시하고 있고 (Fig. 1, Sarmiento and Gruber, 2002) 최근 Takahashi 등 (2002)은 해양의 인위적 방출 탄소 순흡수분을 약 2.2-0.4 Pg C yr⁻¹로 새로 조정해서 발표했다 (Takahashi *et al.*, 2002). 그런데 현장 연구를 통해 찾아낸 다른 펌프들을, 대표적으로 생물 펌프와 대륙붕 펌프를 함께 고려하게 되면 모형이 제시한 값과 커다란 차이를 보인다 (Tsunogai *et al.*, 1999). 모형이 제시한 능력은 가장 연구가 많이 된 해양-대기 기체교환에 의한 용해도 펌프가 혼자 흡수하는 양에 불과하다 (Takahashi *et al.*, 1999). 모형이 제시한 값이 맞다면 용해도 펌프 이외에 다른 펌프는 인위적으로 배출한 이산화탄소를 흡수하는데 별로 기여하지 못한다는 것을 뜻한

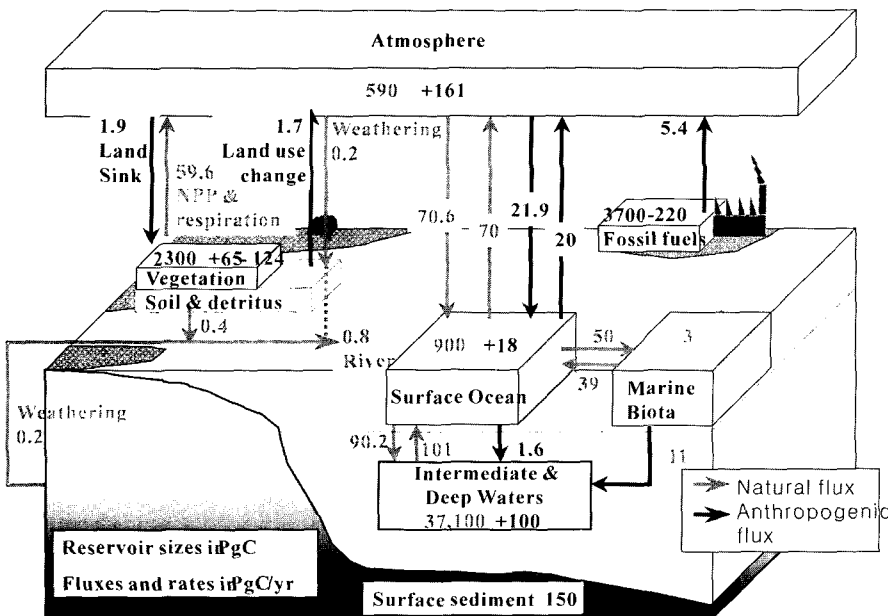


Fig. 1. Global Carbon Cycle. Arrows show the fluxes (in Pg C yr⁻¹) between the atmosphere and its two primary sinks, the land and the ocean, averaged over the 1980s. Anthropogenic fluxes are in black; natural fluxes in grey. The net flux between reservoirs is balanced for natural processes but not for the anthropogenic fluxes. Within the boxes, grey numbers give the preindustrial sizes of the reservoirs and black numbers denote the changes resulting from human activities since preindustrial times. For the land sink, the first red number is an inferred terrestrial land sink whose origin is speculative; the second one is the decrease due to deforestation. Numbers are slight modifications of those published by the Intergovernmental Panel on Climate Change. NPP is net primary production. (Sarmiento and Gruber, 2002).

다. 이런 견해의 바닥에는 표층에서 광합성과 먹이사슬을 통한 상호작용의 결과로 유기물을 심해로 송출시키는 생물 펌프가 산업혁명 이전과 마찬가지로 지금도 같은 상태로 작동하고 있다는 생각이 깔려있다. 그러나 생물 펌프가 실제 정상상태에 있는지는 검증된 바 없다. 해양의 순환은 대기에서 벌어지는 변동의 시간 규모에 비해 훨씬 길기 때문에 대기의 변화에 즉각 반응하지 않는다. 따라서 심해 환경은 과거에 맞추어져 있다. 이러한 지연 효과 때문에 생물펌프가 정상상태에 있다고 가정하는데 더 큰 문제가 있음이 지적되었다(del Giorgio and Duarte, 2002). 그렇다면 이산화탄소가 점차 증가해서 온난화되어 가는 동안에 생태계의 반응을 잘 살펴보아야 마땅하다. 더욱이 동해와 같은 대륙 주변해는 대양에 비하여 일차생산이 훨씬 높으며, 입자태 유기탄소를 퇴적물에 많이 보관하고 있고, 생태계를 통한 탄소순환이 인간의 활동에 의하여 직접적으로 영향을 받기 때문에(Liu *et al.*, 2000) 관심의 대상이다.

해양에서 일어나고 있는 물질의 생지화학적 순환은 크게 생명 활동을 따르는 부분과, 해수의 밀도차로 인해 생기는 열염순환을 따르는 부분으로 나뉜다. 해양이 흡수한 이산화탄소의 거동을 살펴보면 이들은 농도 기울기를 거슬러 이동되기 때문에 각 과정들에는 펌프라는 별명이 붙여졌다(Volk and Hoffer, 1985; Sarmiento *et al.*, 1995), 먼저 기체교환을 통해 대기 중 이산화탄소가 표층 해수로 유입되어 해수에 녹게 되고(용해도펌프: solubility pump) 그것이 물과 반응하여 탄산을 거쳐 중탄산염이 된다. 중탄산염은 유공충처럼 탄산광물 껍데기를 만드는 생물에 의해 CaCO_3 로 침전되기도 하고, 심해 해수나 퇴적물로부터 다시 수층으로 용출되기도 한다(탄산염펌프: carbonate pump). 그런데 표층에서 기체교환을 통해 녹아든 이산화탄소는 유광층 내에서 식물플랑크톤들이 광합성을 하면서 흡수되고 전 수층에서 동물들의 호흡이나 박테리아의 분해를 거쳐 재방출 된다(생물펌프: biological pump). 또한 용존 탄소는 물리적 순환을 따라 함께 움직이기도 한다(역학펌프: dynamic pump). 이런 탄소의 생지화학적 순환 고리에서 우리가 알고자 하는 생물펌프는 식물플랑크톤의 일차생산 가운데 유광층에서 해양 내부(ocean interior)로 전송되는 탄소 플럭스를 말한다. 생물펌프를 정량화하기 위해서는 일차생산에 대한 시공간적 분포와 생물의 활동에 영향을 미치는 각종 인자들을 자세히 살펴 보아야 한다. 하지만 동해의 일차생산에 대한 자료는 시·공간적으로 매우 제한된 것이어서 이를 동해 전체에 대하여 연중 자료로 외삽하기도 어렵다(Lee, 1985; Shim, 1983, 1987). 인공위성 자료를 이용하는 연구는 시작단계에 있기 때문에 현 시점의 상태만을 파악할 수 있을 뿐 해양의 생물펌프에 대한 알고리즘을 추출하기에는 충분치 않다. 대개의 경우 식물펌프를 추정할 때 생물생산을 이용하여 역으로 계산하는 방법을 많이 이용해왔다. 표층수의 용존무기탄소의 계절적 변동성을 이용하여 순군집생산을 이용한 방법(Lee, 2001), 표영생물의 먹이그물을 이용하여 내보내기생산을 추정하는 방법(Laws *et al.*, 2000), 영양염의 계절변동성을 통해 내보내기생산을 계산하는 방법(Louanchi and Najjar, 2000) 등이 내보내기생산을 이용하여 전지구적 생물펌프를 계산한 예에 속한다. 또 생물펌프를 추정하는데 있어 15N을 이용한 신생산 추정법(Dugdale and Goering, 1967), 침강입자 포집기(sediment trap)를 이용하는 방법(Eppley and Peterson, 1979), He 동위원소를 이

용하는 방법(Jenkins, 1988)이 쓰여 왔다. 이러한 방법들은 일부 동해에 적용되기도 하였지만(15N: Moon *et al.*, 1998; Sediment trap: Hong and Chen, 2002; He isotope: Hahn and Kim, 2001), 아직 동해 전반을 파악하는 데에 충분하지 않다.

이 연구에서는 동해에서 탄소의 순환을 정량적으로 파악하는데 중요한 요소인 생물 펌프의 크기와 거동에 대해 개략적인 윤곽을 알고자 간단한 상자모형을 구동하여 생물펌프에 의한 탄소수지를 모사해 보았다.

생지화학적 순환을 거론하기 위해서는 동해의 해양 순환이나 기초 생산과 같은 가장 기본적인 시스템 특성을 이미 알고 있어야 하지만, 기존 자료를 모아 연계시켜 해석하려는 연구가 이제 시도되고 있는 단계여서 일단 단순한 상자 모형에서 출발하고자 한다. 결과는 기존 연구 자료를 충실하게 모사하는 모형의 예측 결과로 제시하였고, 이것과 향후 관측 결과를 비교하면 동해를 시스템의 관점에서 이해하는데 기여할 것이라 생각한다.

상자모형 - 경계면 변동 상자 모형 (Moving-Boundary Box Model)

모형의 개요

내보내기생산은 표층에서 만들어져 표층 아래로 제거된 유기물을 의미하며(Berger *et al.*, 1987) 주로 침강입자 포집기를 이용하여 직접 표층으로부터 제거되는 유기물의 양을 측정한다. 정상상태를 가정했을 때 이류 및 확산으로 표층으로 유입되는 새로운 영양염을 이용하여 계산하는 신생산(new production)과 내보내기생산은 그 값이 동일하다고 간주할 수 있다. 동해의 생물펌프를 대변하는 내보내기 생산을 추정하기 위해 Redfield 비로 널리 알려진 주요 원소의 생지화학적 반응에서 원소간 화학량비(Stoichiometric ratio)를 활용하였다. 화학량비를 이용하여 내보내기 생산을 추정할 때 인(phosphorus)을 주로 이용하는데(Tyrell 1999, Gruber and Sarmiento 2002), 해양에서 인은 다른 영양염과 비교해 볼 때 아주 단순한 형태로 순환하기 때문에(Benitez-Nelson, 2000), 내보내기 인산염(export phosphate)을 간단하게 내보내기 생산량으로 계산할 수 있기 때문이다. 우리가 내보내기생산을 추정함에 있어 영양염을 인자로 사용한 것은 신생산을 추정한 것과 비슷한 개념일 수 있지만 표층과 심층수 전체는 정상상태로 가정하였고, 표층으로부터 공급된 유기물의 재무기화 값을 추정하였으므로 내보내기 생산으로 간주하였다.

그리고 일반적으로 상자모형에서는 어떤 물질의 농도 변화를 경계면을 통한 유·출입과 상자 내에서의 생성과 소멸로 설명한다. 용존 인의 수지를 계산하기 위해 상자로 나타낸 각 수괴에서 인의 거동을 앞서 설명한 것처럼 해수 유동에 의한 수송과, 동물플랑크톤과 박테리아가 산소를 소모하는 호흡과정을 통해 유기물을 분해하여 인산염 공급하는 생물학적인 반응, 두 가지를 고려하여 모형을 만들었다. 먼저 해수에 의한 운송을 정량화하기 위해 우선 동해의 시간에 따른 수층 구조의 변화를 고려한 모형을 만들어서 해수수지를 계산하였고, 재무기화된 인의 양을 알아내는데 필요한 산소소비율(oxygen utilization rate: OUR)은 용존 산소 측정값과 심층수가 만들어질 때 지녔던 농도와의 차이로써 구했다. 여기에 인과 탄소의 Redfield 비를 적용시키면 생물펌프의 윤곽이 드러나게 된다.

해수수지모형: 해수-MBBM

모형의 배경

최근 50여 년간 동해가 겪어온 수층 구조의 변화과정을 반영하여 수괴 사이의 경계면 수심이 시간에 따라 변화하는 모습을 재현시키기 위해 최근에 들어 Moving Boundary Box Model(이하: MBBM)이 제시되었다(Kang *et al.*, 2003b). MBBM은 각 수괴들이 시간에 따라 변하는 모습을 묘사하기 위해 정상상태를 가정을 일부 해제한 비정상상태의 상자 모형이다. 즉, 동해 전체, 혹은 표층수를 제외한 심층수 전체는 시간에 따른 질량의 변화가 없는 정상상태이지만, 여러 심층 수괴 각각의 해수 부피는 시간에 따라 변화도록 허용되어 있다.

동해의 수괴에 대한 최근 연구는(Kim *et al.*, 1996) 수괴를 깊이에 따라 표층수(Surface Water), 중앙수(Central Water: 이하 CW), 심층수(Deep Water: 이하 DW), 저층수(Bottom Water: 이하 BW)로 크게 네 개의 층으로 나누었다(Fig. 2). 또한 동해의 표층수는 따뜻한 물과 찬물의 경계가 극명하게 나타나서 아열대 해역의 특징을 보이는 남쪽의 비교적 따뜻한 표층수(Warm Surface Water: 이하 SW)와 아한대 해역에 해당하는 북쪽 찬 표층수 (Cold Surface Water: 이하 SC)로 뚜렷이 구분된다(Fig. 3).

중앙수는 수심 200 m 아래에 존재하는 해수로 수온은 대략 1°C 이하이고, 수심에 따라 수온이 점점 내려가는 특징을 보인다. 중앙수와 심층수의 경계는 염분 최소층이 나타나는 깊이로 정의하였다. 중앙수에서 용존산소는 800~1000 m 사이에서 최대값을 보이는데 용존산소는 중앙수가 시작되는 깊이에서부터 약 1000 m 까지 서서히 증가하다가 1000 m를 지나면서부터 급격히 줄어든다.

심층수는 수심이 깊어질수록 수온이 조금씩 하강하고, 염분은 다소 증가하는 특징을 지닌다. 심층수는 약 230 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 용존산소농도를 보이며 용존산소 최소층이 존재하는 수괴이다. 그리고 수온, 염분, 용존산소의 깊이에 따른 변화가 거의 없이 균일한 모습을 보여주는 동해 최 하부 수괴를 저층수(BW)라 정의하였다.

이미 과거의 관측 자료들로부터 CW와 DW 하부 경계면이 깊어지는(즉 BW의 감소) 조짐이 드러났는데(Kim, 1996), 이것을 각 상자의 경계면이 변화하는 것으로 묘사하였다.

가정

각 상자의 해수수지를 맞추는데 사용한 가정들은 다음과 같다.

- 1) 동해 심해수 형성(D_1, D_2, D_3)은 냉수역(SC)에서만 일어난다.
- 2) 심해로 침강하는 해수의 플럭스(D_1, D_2, D_3)는 D_2 를 제외하고는 시간에 따라 변하지만, 그 합은 일정하게 유지된다($D_1+D_2+D_3=U_1=\text{const.}$).
- 3) 온수역(SW)과 냉수역(SC)의 표면적은 같고, 표층으로 용승하는 플럭스(U_1)도 온수역과 냉수역으로 같은 양으로 배분된다. 즉, $1/2U_1$ 씩 용승한다.
- 4) 저층수로 유입하는 플럭스(D_3) 관측 자료에 근거하여 1952년부터 선형으로 감소한다(Fig. 2b, c).

해수의 질량균형식

1952년부터 각 상자에서 해수의 부피가 시간에 따라 변하는 것은 각 상자로 들고 나는 해수 플럭스의 합으로 표시되며, 이들은 다음과 같은 질량균형식으로 표현된다.

- 1) 표층수(SW와 SC)

$$U_1(\text{m}^3 \cdot \text{yr}^{-1})=D_1+D_2+D_3 \quad (1)$$
- 2) 중앙수(CW)

$$\frac{dV_{CW}}{dt}(\text{m}^3 \cdot \text{yr}^{-1})=D_1+U_2-U_1$$

$$= -7.61 \times 10^{10}(t-1952)+1.18 \times 10^{13} \quad (2)$$
- 3) 심층수(DW)

$$\frac{dV_{DW}}{dt}(\text{m}^3 \cdot \text{yr}^{-1})=U_3+D_2-U_2=-5.14 \times 10^{12} \quad (3)$$
- 4) 저층수(BW)

$$\frac{dV_{BW}}{dt}(\text{m}^3 \cdot \text{yr}^{-1})=D_3-U_3=7.61 \times 10^{10}(t-1952)-6.66 \times 10^{12} \quad (4)$$

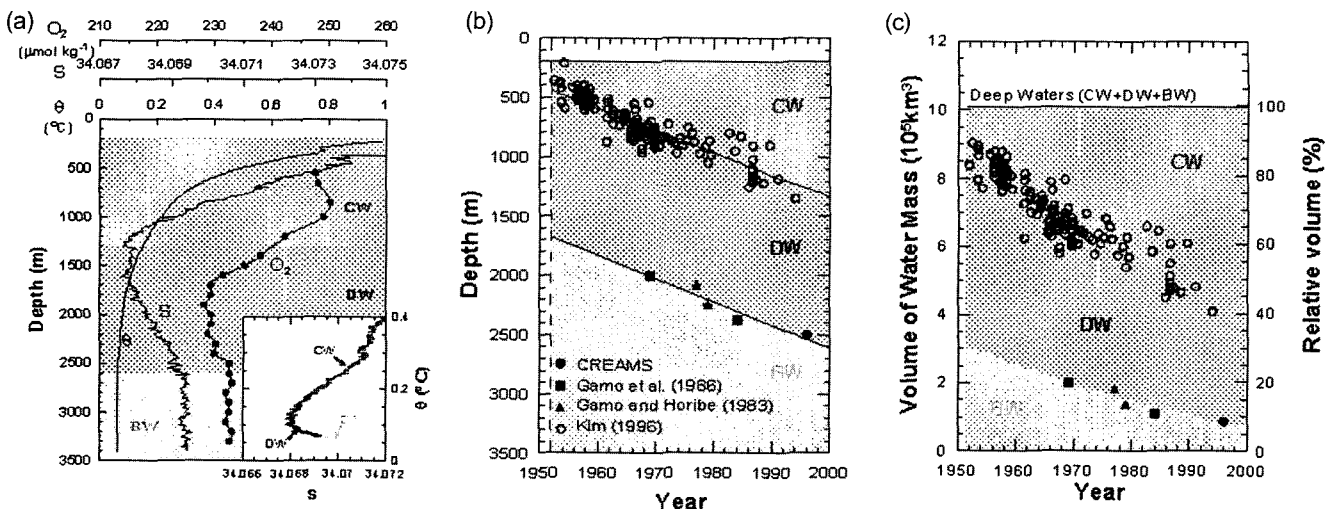


Fig. 2. (a) Typical potential temperature (θ), salinity (S), and dissolved oxygen (O_2) profiles of the Japan Basin in 1996 and θ -S plot for deep waters showing three water masses in deep waters: Central Water (CW), Deep Water (DW), and Bottom Water (BW). (b) Changes in the depths of the boundaries between CW and DW, and DW and BW over time, estimated from the historical data. (c) Volume changes of water masses over time, calculated from the linear relationship between depth and area of the East Sea (Kim *et al.*, 2002) and (b).

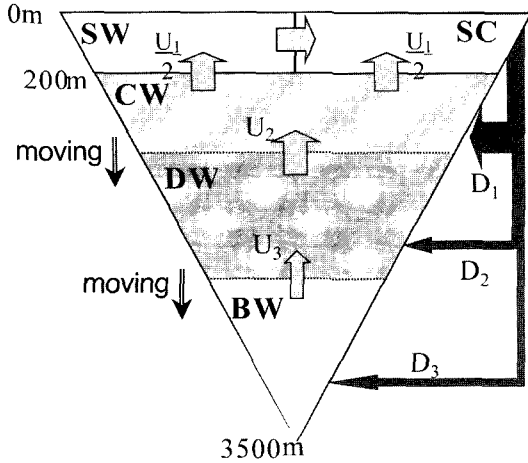


Fig. 3. A schematic diagram of the moving-boundary box model for the East Sea (SW: Surface Warm Water, SC: Surface Cold Water, CW: Central Water, DW: Deep Water, BW: Bottom Water). D_1 , D_2 , D_3 , U_1 , U_2 , and U_3 represent fluxes between boxes. Boundaries of CW/DW and DW/BW have been moving with time according to the changes in D_1 and D_3 .

앞 식에서 t 는 연도이고, 계수들은 동해 각 수괴의 경계면 깊이 변화와 해수 체적의 관계식(Kim *et al.*, 2002)에서 구한 값들이다.

과거 관측자료로부터 얻어진 각 상자의 부피변화를 잘 재현할 수 있도록 시간에 따른 상자간 경계면 변동모형을 설정하였다. 이때 표층수의 CFC-11과 삼중수소에 대한 농도를 이용하여 각 상자간 플럭스를 계산하였는데 SC에서의 CFC-11 농도는 북반구 중위도지역 수온 5°C에서의 CFC-11 평균 농도에 대해 포화되어 있다고 가정하였고, 삼중수소는 북태평양과 같은 값을 갖는다고 가

정하였다(Broecker *et al.*, 1986). 이러한 가정으로부터 1996년에 측정된 CFC-11 자료(Min *et al.*, 1996)와 1987년에 측정된 삼중수소 자료를(Watanabe *et al.*, 1991) 가장 잘 설명하는 동시에 식 1,2,3,4를 만족하도록 D_1 , D_2 , D_3 , U_1 , U_2 , U_3 를 계산하였다. 구체적인 모형의 계산 방법은 다른 논문에서 자세히 다루고 있다(Kang *et al.*, 2003b).

용존산소 수지 모형: 산소-MBBM

모형의 배경

해수 중 산소는 대기-해양간 기체 교환으로 표층수로 녹아 들어간 후 열염순환을 통해 깊은 바다로 들어가고, 수층 내에서 생물의 호흡에 쓰이게 된다. 1934년 Uda의 연구를 시작으로 동해의 용존산소 농도에 대한 조사는 계속되어 왔다(Uda, 1934; USSR AOS, 1954; 1957; Gamo and Horibe, 1983; Sudo, 1986; Kim and Kim, 1996; Kim *et al.*, 1999). 이미 1980년대 초반에 저층수의 용존산소 감소가 보고 되었으며(Gamo and Horibe, 1983), 최근 연구에 따르면 저층수의 용존산소 농도는 1960년대 이후 현재까지 $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 가량 감소했다(Kim *et al.*, 1999). 일부 연구에서는 동해에서 일어나고 있는 심층수의 형성 변화 기작을 고려하지 않고 단순히 용존 산소 농도의 변화를 외삽하여 앞으로 수백 년 뒤에 동해의 저층이 무산소 환경으로 바뀔 것이라 주장하기도 하였다(Chen *et al.*, 1999; Gamo, 1999). 그러나 동해에서 일어나고 있는 현상 중에 간과해서는 안 될 것이 저층수의 용존산소 감소 뿐만 아니라 용존산소 최소층 수심의 변화이다. 1960년대 후반에는 불과 수심 수 백 m에 존재하던 용존산소 최소층은 1990년대에 들어 약 1500m까지 하강했다(Fig. 4). 현재에는 용존 산소 최

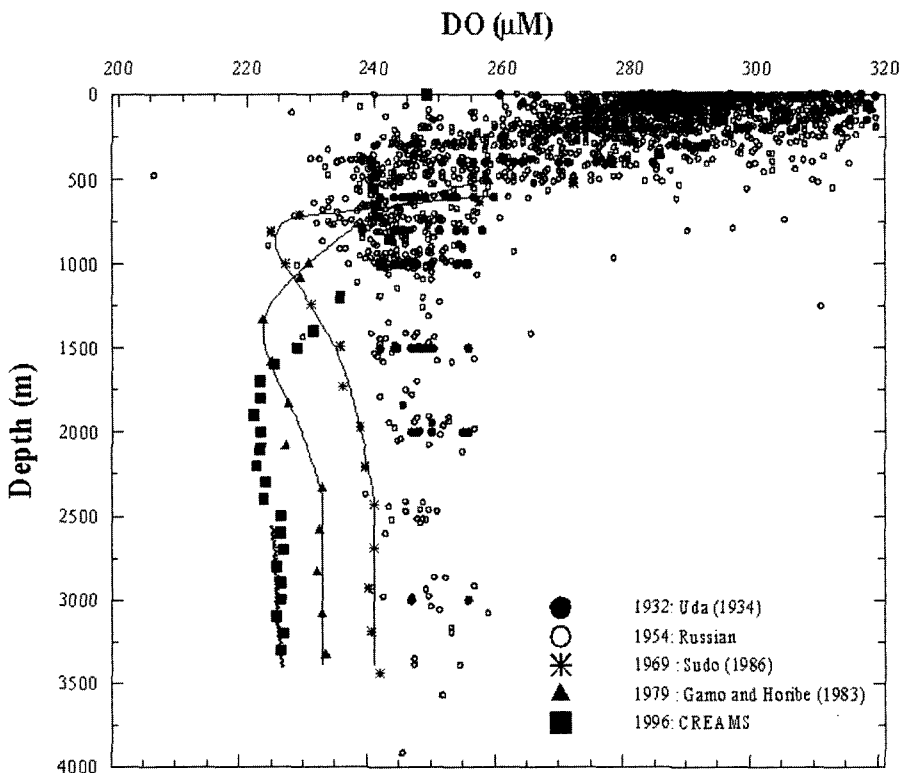


Fig. 4. Profiles of dissolved oxygen obtained in the Japan Basin from the 1930s until 1996, clearly reveal the structural change in the East Sea.

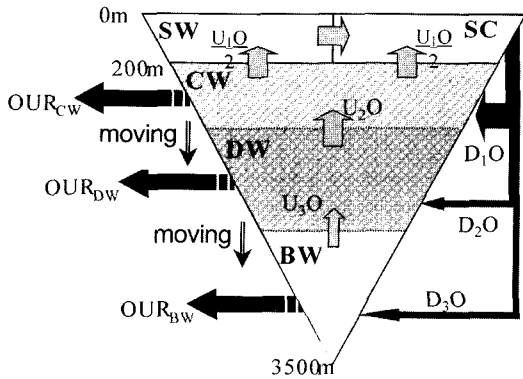


Fig. 5. A schematic diagram of the O₂-MBBM for the East Sea.

소층은 심층수에 존재하며 이러한 관측 결과는 해수 수지를 모사한 결과와도 잘 부합한다.

심해에서 용존 산소의 분포는 물리적인 해수 순환에 의한 공급과 생물 활동에 의한 소비의 결과로 나타난다. 동해의 경우에는 특이하게도 중앙수에 해당하는 수심에서 일차원 이류-확산 모형 (Craig, 1969)을 적용하여 계산한 J/w 값이 양의 값을 보여(Kim and Kim, 1996), 생물활동에 의한 소비를 능가하는 물리적인 공급이 있음을 시사한다. 이런 현상은 시간에 따른 저층수 수온 변화와 더불어 심층수 형성 기작의 변화를 보여주는 증거로 제시할만하다.

위 결과에 주목하여, 해수 수지 모형에 용존산소의 모형을 결합하여 변화하고 있는 동해의 산소 수지 모형(산소-MBBM)을 고안하였다. 산소-MBBM의 결과와 실제 관측된 여러 용존 산소 자료를 비교하여 각 수괴별로 물리적인 공급에 의한 산소 농도의 변화를 제외한 순수한 생물활동에 의한 산소 소비율을 구하였다.

가정

앞서 언급한 것과 같이 동해 심부에서 용존산소 농도는 산소를 풍부하게 지닌 표층수가 각 수층으로 공급한 양과, 수층 내에서 생물들이 호흡과 분해에 쓴 산소 소비에 따라 결정된다. 따라서 용존산소 수지 모형은 해수의 물리적인 움직임에 해당하는 해수 수지 모형과 생물 활동의 결과를 대변하는 용존 산소 소모율 (oxygen utilization rate: OUR)을 결합시킨 구조로 이루어져 있다 (Fig. 5). 해수 수지 모형은 해수-MBBM을 그대로 사용하였다.

표층에서 공급되는 용존 산소는 해수의 침강 플럭스(D₁, D₂, D₃)에 표층 해수의 용존산소의 곱한 플럭스로 표현된다. 표층 냉수역 해수의 용존산소 농도는 염분 34.0, 수온 5°C에 포화 된 NAEC (normal atmospheric equilibrium concentration)로 가정하였다.

모형구동 시작 시점에서 초기 용존산소 농도는 1952년 실측된 자료를 이용하여(USSR AOS, 1954), BW는 245.7 μmol kg⁻¹, DW는 250 μmol kg⁻¹, CW는 288.3 μmol kg⁻¹으로 초기화하였다. OUR값은 변수로 설정한 후 모형실험에서 실측값을 가장 잘 모사하는 값을 골라 용존산소 수지를 계산하였다.

인 수지모형: 인-MBBM

모형의 구조

해양에서 인은 다른 영양염보다 아주 단순한 형태로 존재하며

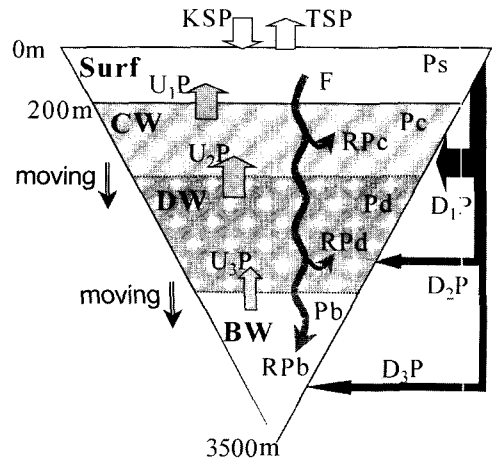


Fig. 6. A schematic diagram of the phosphate embedded seawater moving-boundary box model for the East Sea: export production and subsequent remineralization at depth are illustrated as curly arrows. KSP represents the input of phosphate through the Korea Strait, which is around $1.3\text{--}5.3 \times 10^{10}$ moles yr⁻¹ and TSP denotes the output through the Tsugaru and Soya Strait, which is estimated from the mass balance calculation. U_{1P}, U_{2P}, U_{3P}, D_{1P}, D_{2P} and D_{3P} are the upward and downward phosphate fluxes. RP_{cw}, RP_{dw} and RP_{bw} are the regenerated flux in each box estimated from OUR and the O₂/P ratio and F which is the sum of RP_{cw}, RP_{dw} and RP_{bw} stands for the particle flux from the surface.

주로 강이 공급한다(Jahnke, 1992). 동해 연안에는 큰 강이 없어 단순한 상자모형을 적용하기에 용이하다. 인의 수지는 해수와 함께 경계면을 유·출입하는 것과 생물에 의해 흡수·동화되었다가 입자태로 침강하면서 박테리아에 의한 재무기화작용으로 수층으로 용출되는 인으로 나누어 인-MBBM을 구상하였다.

인 플럭스중 해수와 함께 들고 나는 부분은 두 가지 경로를 가지는데, 하나는 표층에서 각 상자로 침강하는 해수에 실려 움직이는 것이고, 즉 D_{1P}, D_{2P}, D_{3P}이고, 나머지 경로는 용승하는 물을 따라 움직이는 것, 즉 U_{1P}, U_{2P}, U_{3P}로 표기된 부분이다(Fig. 6). 미생물 분해에 수반되는 재무기화작용(remineralization)으로 공급되는 인은 생물활동에 의한 반응산물로서, 이것은 침강하는 유기물 입자들이 각 수층에서 용존 무기물로 바뀌는 것을 의미한다. 표층에서 침강하는 입자의 플럭스(F)는 각 상자 내에서 재무기화된 인산염(RP_{cw}, RP_{dw}, RP_{bw})의 합으로 정의하였다(Fig. 6).

가정

동해에서 강을 통한 인의 유입이 작아서 퇴적물로 묻히는 양과 비등하다고 가정하면, 표층 인의 유출입에 관여하는 수경 성분은 오직 해협을 통해서 들고 나는 플럭스뿐이다. 동해는 네 개의 크고 작은 해협으로 외해와 연결되어 있는데 주로 대한해협을 통해 해수가 들어오고 Tsugaru와 Soya 해협을 통해 나간다(Nof, 2001). 현재 대한해협으로 들어오는 인(KSP)은 $1.3\text{--}5.3 \times 10^{10}$ moles P yr⁻¹ (Chang et al., 2001) 범위로 알려져 있으며 Tsugaru와 Soya 해협을 통해서 나가는 인(TSP)에 대해서는 표층의 인이 정상상태를 유지한다는 가정 하에 질량균형식을 세웠다.

상자 안의 영양염은 크게 기성영양염(既成營養鹽: preformed nutrient)과 재무기화된 영양염(remineralized nutrient)으로 분리해

Table 1. Values used for the initialization of the phosphate-moving boundary box model of the East Sea.

Parameter	CW	DW	BW	Sources
OUR ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$)	2.0	1.1	0.8	This study
Phosphate _(t=1952) ($\mu\text{mol l}^{-1}$)	1.2	1.5	1.7	USSR AOS (1954)
$\frac{O_2}{P}$		138		Redfield <i>et al.</i> , (1963)
PO ₄ ⁰ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)		1.2		This study
O ₂ ⁰ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)		320		Saturated at T=5°C, S=34

서 고려하였다. 보통 기성영양염은 특정 깊이에서 측정된 영양염의 농도에서 재무기화된 영양염 농도를 뺀 것으로 정의 한다. 하지만 인-MBBM에서는 재무기화된 영양염이 미지수이기 때문에 반대로 기성영양염의 대표값이 필요하다. 표층 해수가 해양 심부로 여행을 하면서 재무기화된 영양염이 점점 더해지게 된다. 이런 관점에서 심층수가 형성되는 겨울철 냉수역 표층의 인산염 농도를 기성인산염의 농도로 보았다. 이 연구에서는 1999년 겨울철 동해 냉수역에서 관측된 표층 인산염 농도의 평균값, 1.2 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ (Kang *et al.*, 2003a)을 사용하였다(Table 1).

인-MBBM에서 재무기화된 인산염 값을 결정하기 위해 고려해야 할 부분은 원소간 화학량비(stoichiometry)이다. 표층에서 식물 플랑크톤은 인산염을 동화시켜 유기물을 합성한다. 이렇게 합성된 입자태유기인(particulate organic phosphate)은 침강하면서 전 수층 내에서 산소를 소비하며 인산이온으로 재무기화 된다.

재무기화된 인산염은 산소를 소비한 대가로 분해된 것에 해당하므로, 산소소비율(OUR)을 산소와 인의 화학량비($r_{O_2:P}$)로 나누어 주면 구해진다. 이 때 동해 심부의 용존산소 농도가 높기 때문에 수중에서 탈질산화에 의한 유기물 분해는 일어나지 않는 것으로 가정하였다. 이 연구에서는 $r_{O_2:P}$ 로 Redfield 비(Redfield *et al.*, 1963) 138을 사용하였다.

용존 인의 질량균형식

위의 설명을 종합해서 각 상자의 시간에 따른 인산염 농도의 변화는 다음과 같은 질량균형식으로 표현된다.

$$\frac{dP_{SW}}{dt} = KSP + U_1P - (TSP + D_1P + D_2P + F) = 0 \quad (5)$$

$$\frac{dP_{CW}}{dt} = D_1P + U_2P + RP_{CW} - U_1P \quad (6)$$

$$\frac{dP_{DW}}{dt} = D_2P + U_3P + RP_{DW} - U_2P \quad (7)$$

$$\frac{dP_{BW}}{dt} = D_3P + RP_{CW} - U_3P \quad (8)$$

$$F = RP_{CW} + RP_{DW} + RP_{BW} \quad (9)$$

결과 및 토의

해수 수지

해수-MBBM을 통하여 1952년부터 2040년까지 시간에 따른 상자(수괴)간 해수 플럭스의 변화양상을 살펴보았다(Fig. 7). 모형실험 결과 1950년대 초 표층으로부터 약 0.02 Sv의 해수가 저층수

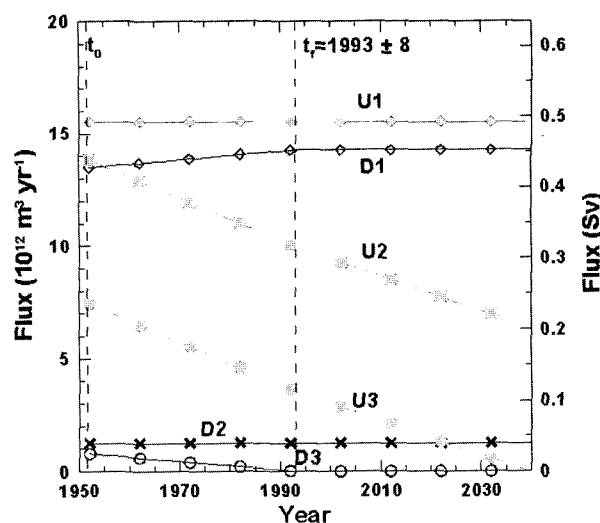


Fig. 7. The variation of fluxes between boxes, calculated from MBBM with time.

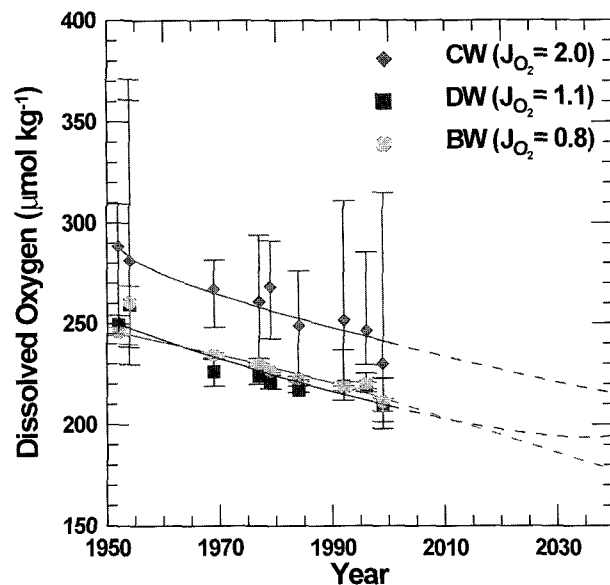


Fig. 8. The best-fit line and observed values of dissolved oxygen with time by MBBM. The oxygen utilization rates of CW, DW, and BW are obtained to be 2.0, 1.1, 0.8 $\mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$, respectively.

(BW)로 침강하던 심층수 형성이 1980년 중반에서 1990년대 후반 사이에 완전히 멈추었음을 보여준다. 반면 0.43 Sv 정도의 표층수가 중앙수(CW)로 침강하였는데 2010년이 되면 0.02 Sv 정도가 증가한 0.45 Sv 가량의 해수가 중앙수로 침강한다. 즉 표층수가 저층수(BW) 대신 중앙수(CW)로 침강하여 저층수의 양은 시간에 따라 점점 줄어들고 줄어든 양만큼 중앙수의 부피는 증가한다. 이는 심층까지 내려가던 동해의 표층수의 밀도가 작아져서 심층까지 공급되기에 충분치 못하다는 것을 잘 재현하고 있다. 또한 저층수의 수온 증가와 용존산소 최대층의 깊이가 얕아짐을 증거로 제기된 동해의 심층수 형성 약화라는 주장을 잘 뒷받침 해 주는 결과이다.

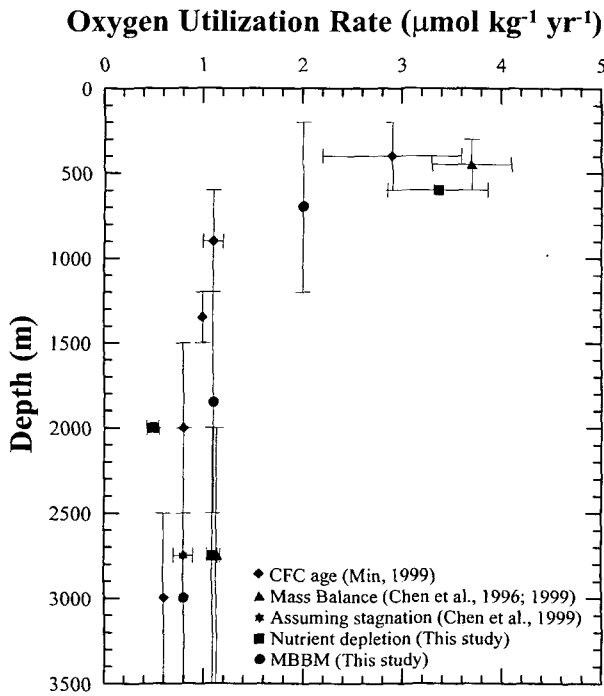


Fig. 9. Graphical compilation of the available data of deep-water oxygen utilization rate in the East Sea.

산소수지: 산소 소비율

과거에 관측한 용존 산소 자료를 바탕으로 산소-MBBM을 응용시킨 결과로 각 수괴의 산소소비율(OUR)은 CW, DW, BW에서 각각 $2.0 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$, $1.1 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$, $0.8 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$ 로 계산되었다(Fig. 10). Broecker 등(1991)은 태평양 1500 m 보다 깊은 곳과 대서양 200 m 아래 그리고 카리브해의 2000 m 아래 심층수의 경우 OUR 값이 각각 $0.14 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$, $0.12 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$, $0.36 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$ 정도라고 밝혔는데, 동해의 OUR 값은 알려진 대양의 OUR 값에 비해 10배 이상 높은 값이다. 그러나 다양한 방법으로 구한 동해의 OUR 값들은(Chen *et al.*, 1996, Chen *et al.*, 1999, Min, 1999) 약간의 차이는 보이지만 오차의 범위 내에서 일치하는 모습을 보이며, 본 연구 결과에서 얻은 OUR 값 역시 이들 범위 안에 들어있다(Fig. 9).

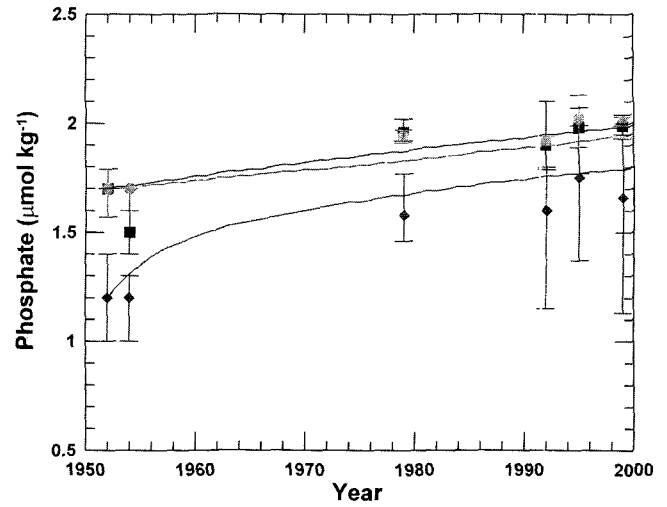


Fig. 10. Variations of phosphate concentration in deep water masses with time. Error bars and symbols represent the maximum/minimum value and the median value of measured historical data, respectively. The sources of data are USSR AOS (1954) for the year 1952; USSR AOS (1957) for 1954; Gamo and Horibe (1983) for 1983; Chen *et al.* (1999) for 1992; Kang *et al.* (2003) for 1996 and 1999.

인 수치

지금까지 발표된 동해 인산염 실측자료와 모형실험 결과를 그림으로 비교하였다(Fig. 10). 모형실험 결과는 지금까지 인산염이 조금씩 증가했던 실측값의 양상과 유사한 형태를 보였다. 시간에 따라 모든 수층에서 인산염 농도는 점점 높아지는데, 특히 CW에서 인산염 농도 증가율이 DW와 BW에 비해 다소 높게 나타났다.

우리가 앞서 설정한 가정에서 대한해협을 통해 유입되는 인의 양 ($\text{KSP: } 1.3\text{-}5.3 \times 10^{10} \text{ moles P yr}^{-1}$)에 대하여 Tsugaru와 Soya 해협을 통해서 나가는 인(TSP)은 표층의 인이 정상상태를 유지한다고 가정하고 구하였다. 그러므로 본 연구에서 설정한 모형에서 표층으로 유입되는 인의 증가는 중앙수로부터 용승 하는 인의 양이 증가한 것으로 해석할 수 있다. 하지만 식 5에 표현하였듯이 표층에서의 인의 양이 시간에 따라 변화가 없는 정상상태를 유지하기 위해서는 용승하는 인의 값이 점점 많아질수록 Tsugaru 해협과 Soya 해협으로 나가는 인(TSP)이 많아져야 정상상태를 만족하게 된다. 하지만 현재의 관측자료는 99년도 대한해협 자료밖에 주어지지 않았으므로 모형결과를 검증하기에 충분하지 않다.

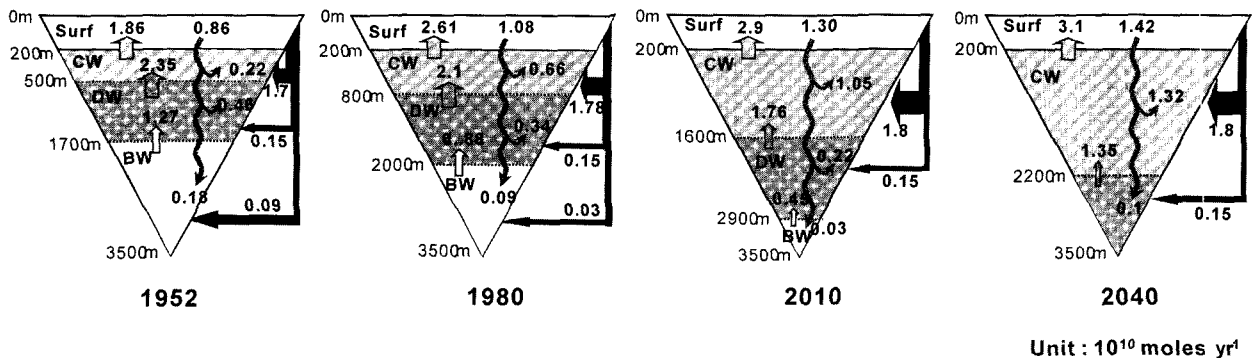


Fig. 11. Simulation results of the secular change of phosphate in deep water masses of the East Sea.

각 시기별로 인의 수지를 계산한 결과(Fig. 11)에서 가장 눈에 띄는 특징은 시간에 따라 입자태로 침강하는 유기물의 플럭스(F)가 점점 늘어난다는 점이다. 시기별로 살펴보면 1950년대 초에는 F 값이 0.86×10^{10} moles P yr⁻¹이던 것이 1980년에는 약 1.08×10^{10} moles P yr⁻¹, 2000년에는 1.23×10^{10} moles P yr⁻¹, 2040년에는 약 1.42×10^{10} moles P yr⁻¹로서 시간에 따라 점점 많은 양의 입자태 유기물을 유광층 아래의 심해로 내보낼 것으로 예상하였다. 또한 표층에서 해양 내부로 제거된 입자태유기물의 플럭스에서 재무기화는 CW에서 일어나는 비중이 점점 늘어난다. CW에서는 인의 재무기화가 1950년대 초에는 0.22×10^{10} moles P yr⁻¹, 2000년에는 0.93×10^{10} moles P yr⁻¹정도 인데, BW가 완전히 소멸할 것으로 예상되는 2040년에는 1.32×10^{10} moles P yr⁻¹나 된다. 이 양은 전체 재무기화된 인산염의 약 93%를 차지한다. CW층에서 재무기화작용이 점점 많이 일어나게 되는 이유는 컨베이어 벨트 시스템의 전이(shift)로 인해 생겨난 수층의 구조변화로 CW층이 두꺼워질 것으로 예측되고 있기 때문이다. CW층에서 인의 농도가 늘어나면 수온약층 내에서 인산염 농도구배를 더 크게 만드는 요인으로 작용하는데, 해수-MBBM에서 가정한 바대로 해수의 표층으로의 용승플럭스(U₁)가 일정하게 유지된다면 표층수와 중앙수사이의 큰 농도 구배는 더 많은 양의 인산염을 표층으로 운반할 것으로 보인다. 또한 BW까지 침강하는 플럭스(D₃)가 점점 줄어들고 그것이 D₁으로 대체됨에 따라 기성인산염의 CW층 유입이 더욱 늘어나서 앞으로 동해에서 인의 순환경로와 속도가 더 짧고 빨라질 것임을 시사한다.

내보내기 생산(export production) 추정값

수층 내부에서 분해산물로 만들어진 인산염은 모두 표층에서 아래로 침강한 유기물로부터 유래하였다고 가정하면, 재무기화된 인산염의 합은 내보내기 생산에 비례한다. 즉, 내보내기 생산량은 각 상자에서 재무기화된 인산염의 합에 유기탄소와 인의 비를 곱한 것으로 표현할 수 있다.

$$\Pi = ([HPO_4^{2-}]_{remin}^{CW} + [HPO_4^{2-}]_{remin}^{DW} + [HPO_4^{2-}]_{remin}^{BW}) \times r_{C_{org}:P} = F \times r_{C_{org}:P} \quad (10)$$

여기서 Π 는 내보내기 생산량이고, $r_{C_{org}:P}$ 은 탄소와 인의 비로, 본 연구에서는 Redfield 비, 106을 사용하였다.

1952년부터 2000년까지 내보내기 인산염(export phosphate)과 내보내기 생산(export production)은 차츰 늘어나는 양상을 보인다(Fig. 12). 2000년에 내보내기 인산염은 1.3×10^{10} moles P yr⁻¹, 내보내기생산은 0.016 Pg C yr⁻¹ 정도로 나타났다. 한편 동해 표층에서 용해도 펌프는 약 0.045 Pg C yr⁻¹(Kang and Kim, 2003)의 탄소를 흡수한다. 용해도 펌프로 녹아들어온 탄소 가운데 1/3 가량은 내보내기 생산으로 대표되는 생물펌프가 심층으로 내려 보낸다는 것을 말해준다.

전지구적 탄소순환을 거론할 때 해양이 흡수하는 탄소의 양 가운데서 인류기원 탄소(anthropogenic carbon)가 생물펌프에 의해 흡수되는 양은 거의 “0”일 것이라고 가정하는 경우도 있다(Longhurst, 1991; Sarmiento, 1991). 이것은 산업혁명 이전의 탄소순환에 있어서 생물들이 해 왔던 역할이 지금에 비해 크게 다르지 않기 때문에 현재 각 탄소펌프는 지극히 안정되어 있다는 가

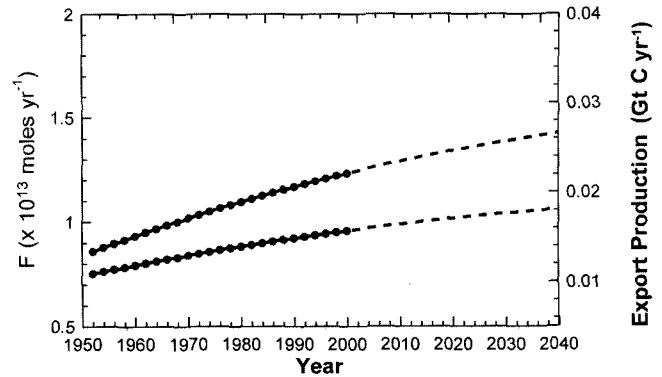


Fig. 12. Simulation results of the secular change of export production in terms of phosphate (F) and carbon (=138×F) in the East Sea.

정에서 나온 것이다. 하지만 구조의 개체수 변화(Riebesell et al., 1993)나 산호의 성장기작 변화(Kleypas et al., 1999)와 같이 이산화탄소 농도증가에 따른 생물펌프의 변화 혹은 교란의 증거들이 속속 밝혀지고 있다. 특히 수층 구조의 변화가 빠르게 진행되며 심층수의 체류시간이 대양에 비해 열배 가량 짧은 동해에서는 생물펌프의 변화 가능성이 더 클 수 있다.

$$\Delta C_{bio} = \Pi_{present} - \Pi_{pre-industrial} \quad (11)$$

식 (11)은 현재 내보내기생산($\Pi_{present}$)과 산업혁명 이전의 내보내기생산($\Pi_{pre-industrial}$)간의 차이로 인류기원 탄소의 흡수량을 규정하는 식이다. 대기중 이산화탄소 농도는 산업혁명까지 적어도 3000년 동안 매우 안정하였고(Etheridge et al., 1996), 이후 조금씩 늘어나다가 1960년대부터는 급격하게 증가하고 있다. 만약 1950년대까지 동해와 대기가 이산화탄소에 대해 평형을 이루고 있었다고 가정하면 1950년대부터 현재까지의 내보내기 생산의 차이가 대기중 이산화탄소 농도증가에 대한 생물펌프의 반응으로 생각할 수 있다. 모형실험 결과 1952년의 내보내기 생산과 2000년의 내보내기 생산을 비교해보면 지난 약 50년간 0.005 Pg C 정도가 증가했다. 이것은 엄밀한 의미에서 soft-tissue 펌프 가운데에서도 재무기화된 부분만을 반영하므로 실제 재무기화가 되지 않은 부분과 carbonate 펌프를 고려하면 0.005 Pg C 이상의 인류기원 탄소가 해양내부로 제거되었다고 보아야 할 것이다. 산업혁명이 일어났던 18세기 중반부터 동해의 생물펌프가 지난 50년 동안 흡수한 속도로 작동하였다면, ΔC_{bio} 는 0.025 Pg C이 된다.

산업혁명 이후 대기 중 이산화탄소의 증가로 인해 해양이 흡수한 해수 중의 이산화탄소를 과잉 이산화탄소(excess CO₂)로 정의하는데, 강(1999)은 동해의 과잉 이산화탄소 값이 1990년대 후반 약 0.3 Pg C라고 보고하였다. 생물에 의해 흡수된 인류기원 탄소량이 0.025 Pg C으로 추정되므로 동해 내부의 과잉 이산화탄소 중 열 개중 하나는 생물펌프에 의한 것으로 해석할 수 있다.

인-MBBM으로 추정된 2040년의 생물펌프 크기는 0.018 Pg C yr⁻¹ 정도로 차츰 강화될 것으로 예상된다. 인의 플럭스에 초점을 맞춰 생물펌프를 살펴보면 동해의 중앙수층이 점점 더 두터워지고 재무기화된 인산염이 표층으로 용승 하는 플럭스가 증가한다.

유광층에서 광합성을 하는 식물플랑크톤에게 제한요소로 작용하는 인산염이 표층에 점점 더 많이 공급되는 것을 뜻하므로 생

물생산을 증대시킬 것이다. 정상상태를 유지하기 위해서 내보내기 생산은 점점 더 강화될 것이다. 이런 추측은 1952년 이후 꾸준히 증가해온 내보내기 생산의 증가 양상을 잘 설명해준다. 그러나 이러한 변화가 동해 표층의 일차생산력 변화에 기인한 것인지 아니면 일차 생산 중 내보내기 생산이 차지하는 비율(f-ratio)의 증가 때문인지는 앞으로 면밀히 연구해야 할 대상이다.

요약 및 결론

동해의 해수와 용존산소 수지에 대한 간단한 상자모형을 만들어 열염순환 변화를 모사 한 다음 인산염 수지를 맞추어 내보내기생산을 추정하였다.

해수수지 모형은 동해의 심층수 형성이 중단되어 저층수가 심층수로 대체되고 중앙수층이 두터워짐을 잘 보여주었다. 2040년 정도 되면 저층수가 완전히 사라지고 심층수로 동해 바닥이 채워질 것이라고 모형은 예상하고 있다. 이것은 동해에서 표층수가 지구 온난화로 인한 수온 상승으로 동해 바닥까지 내려가기에 충분히 무거운 해수를 만들어내지 못할 만큼 환경변화를 겪고 있는 것을 단적으로 보여주고 있다.

수층 구조의 변화를 고려해서 구한 각 층의 산소소비율은 중앙수, 심해수, 저층수에서 각각 $2.0 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, $1.1 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, $0.8 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 이었다. 해수와 용존산소 수지모형을 바탕으로 만든 인산염 모형으로 추정한 현재 동해의 인산염 내보내기생산은 1.2×10^{10} moles P yr^{-1} 정도이고, 탄소로 환산한 내보내기생산은 $0.016 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 정도이다. 내보내기 생산은 앞으로 점점 늘어날 것으로 예측되었다. 이는 동해의 저층수 형성이 점점 줄어들어 대신 산소를 충분히 포함한 표층수가 CW로 점점 더 많은 양이 공급되고 그것이 표층에서 CW로 하강한 생물입자들의 분해를 촉진하여 필요한 영양염을 다시 표층으로 되돌려주어 생물의 탄소흡수를 강화시키게 될 것으로 해석된다. 동해가 흡수하는 이산화탄소 양은 현재 약 $0.045 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 으로 보는데 모형에 따르면 이중 생물 펌프에 의한 부분이 35% 이상을 차지하고 내보내기 생산은 연간 약 $8 \times 10^{-5} \text{ Pg C}$ 씩 증가하고 있다.

대양은 느리게 변화하고 있다. 반면 작은 대양으로 일컬어지는 (Kim *et al.*, 2001) 동해의 심층 순환 시스템의 구조적 변화는 최근 지구 온난화와 관련된 지구 해양 대순환 시스템에서 일어날 것으로 예상되는 현상(대서양 열염분 순환의 약화)과 매우 유사하면서도 비교적 빠른 속도로 나타나고 있다. 그러므로 우리는 지구적 관점에서 기후변동에 따른 동해의 속성 변화모습을 면밀하게 들여다 볼 필요가 있다.

동해 생물펌프의 크기와 탄소의 생지화학적 순환을 더 잘 이해하기 위해서는 동해의 일차생산력과 탄소 저장고의 크기, 동물플랑크톤과 미생물의 호흡, 탄산염 펌프의 크기, 외양과 한반도에서 동해로 공급되는 유기물의 양과 질, 그리고 수층에서 입자태 유기물의 거동에 대해 장기적이고 자세한 연구가 필요하다고 본다.

감사의 글

본 연구는 환경부 차세대핵심환경기술개발사업의 일환으로 수행되었습니다. 본 논문의 심사에 시간을 할애해주시고 원고에 대

해 좋은 의견을 주신 포항공대 이기택 교수님과 광주대학교 양성렬 교수님께 깊이 감사드립니다. OCEAN Laboratory contribution number 17.

참고문헌

- 강동진, 1999. 동해의 탄소 순환에 관한 연구, 서울대학교 박사학위논문, 서울대학교, 158 pp.
- 이정현, 2003. 관악산 대기 및 동해 해수층의 SF₆에 관한 연구. 서울대학교 석사학위논문, 서울대학교, 113 pp.
- Benitez-Nelson, C.R., 2000. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems, *Earth-Science Reviews*, **51**: 109–135.
- Broecker, W.S., S. Blanton, W.M. Smethie, and G. Ostlund, 1991. Radiocarbon decay and oxygen utilization in the deep Atlantic Ocean, *Glob. Biogeochem. Cycles*, **5**: 87–117.
- Broecker, W.S., T.S. Peng and G. Östlund, 1986. The distribution of bomb tritium in the ocean. *J. Geophys. Res.*, **91**: 14331–14344.
- Buesseler, K.O., 1991. Do upper-ocean sediment traps provide an accurate record of particle flux? *Nature*, **353**: 420–423.
- Chang, K.I., Henry Perkins, Chung, C.S., Yang, S.R., Lynne Talley, 2001. Nutrient fluxes through the Korea Strait. *Proceedings of the Autumn Meeting of the Korean Society of Oceanography abstract*, 139 pp.
- Chen, C.T.A., A.S. Bychkov, S.L. Wang, and G. Yu. Pavlova 1999. An anoxic Sea of Japan by the Year 2200? *Mar. Chem.*, **67**: 249–265.
- Chen, C.T.A., Gong, G.C., Wang, S.L., Bychkov, A.S., 1996. Redfield ratios and regeneration rates of particulate matter in the Sea of Japan as a model of closed system. *Geophysical Research Letter*, **23**: 1785–1788.
- Craig, H., 1969. Abyssal carbon and radiocarbon in the Pacific. *J. Geophys. Res.*, **74**: 5491–5506.
- del Giorgio, P.A. and C.M. Duarte, 2002. Respiration in the open ocean. *Nature*, **420**: 379–384.
- Dugdale, R.C. and J.J. Goering, 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.*, **12**: 196–206.
- Eppley, R.W. and B.J. Peterson, 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in deep ocean. *Nature*, **282**: 677–680.
- Etheridge, D.M., L.P. Steele, R.L. Langenfelds, R.J. Francey, J.-M. Barnola and V.I. Margan, 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.*, **101**: 4115–4128.
- Gamo, T. and Horibe, Y., 1983. Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**: 220–230.
- Gamo, T., 1999. Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **26**: 3137–3140.
- Gamo, T., N. Momoshima, and S. Tolmachev, 2001. Recent upward shift of the deep convection system in the Japan Sea, as inferred from the geochemical tracers tritium, oxygen, and nutrients. *Geophys. Res. Lett.*, **28**: 4143–4146.
- Gruber, N. and J.L. Sarmiento, 2002. Biogeochemical/Physical Interactions in Elemental Cycles. In: THE SEA: Biological-Physical Interactions in the Oceans, edited by A.R. Robinson, J.J. McCarthy, and B. J. Rothschild, John Wiley and Sons, **12**: 337–399.

- Hahm, D. and K.-R. Kim, 2001. An estimation of the new production in the southern East Sea using helium isotopes. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **36**: 19–26.
- Hong, G.H. and C.T.A. Chen, 2002. Aragonitic pteropod flux to the interior of the East Sea (Sea of Japan). *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **13**: 205–210.
- Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge U. Press, New York. pp. 365.
- Jahnke, R.A., 1992. The phosphorus cycle. In: *Global Biogeochemical Cycles*. ed. Butcher, S.S., R.J. Charlson, G.H. Orians and G.V. Wolfe. Academic Press. Chap. 14.
- Jenkins, W.J., 1988. The use of anthropogenic tritium and helium-3 to study subtropical gyre ventilation and circulation. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A325: 43–61.
- Kang, D.-J. Lee, K.-E., Kim, K.-R., 2003a. Recent developments in chemical oceanography of the East(Japan) Sea with an emphasis on CREAMS findings: A review. *Geosciences Journal*, **2**: 179–197.
- Kang, D.-J., S. Park, Y.-G. Kim, K. Kim, and K.-R. Kim, 2003b. A Moving-Boundary Box Model (MBBM) for Oceans in Change: An Application to the East/Japan Sea, *Geophys. Res. Lett.*, **30**: 1299, doi:10.1029/2002GL016486.
- Kim, K., K.-R. Kim, J.-Y. Chung, B.-H. Choi, S.-K., Byun, G.H. Hong, M. Takematsu, J.-H. Yoon, Y. Volkov and M. Danchenkov, 1996. New findings from CREAMS observations: water masses and eddies in the East Sea. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **31**: 155–163.
- Kim, K.-R. and K. Kim, 1996. What is happening in the East Sea (Japan Sea)?: Recent chemical observation during CREAMS 93-96. *J. Korean Soc. Oceanogr.* **31**: 164–172.
- Kim, K.-R., K. Kim, D.-J. Kang, S.Y. Park, M.-K. Park, Y.-G. Kim, H.S. Min, and D. Min, 1999. The East Sea (Japan Sea) in Change: A Story of Dissolved Oxygen, *MTS Journal*, **33**: 15–22.
- Kim, K.-R., Kim, K., Kang, D. -J., Volkov, Y. N., Yoon, J.-H., Takematsu, M., 2002. The changes in the East/Japan Sea found by CREAMS. *Oceanography in Japan* **11**: 419–429 (in Japanese with English Abstr.).
- Kim, K., Kim, K.-R., Min, D., Volkov, Y., Yoon, J.-H., Takematsu, M., 2001. Warming and Structural Changes in the East Sea (Japan Sea): A Clue to the future Changes in Global Oceans? *Geophys. Res. Lett.* **28**: 3293–3296.
- Kim, Y.-G., 1996. A study on the water characteristics and the circulation of the intermediate and deep layer of the East Sea. Ph. D thesis, Seoul National Univ., pp. 111.
- Kleypas, J.A., R.W. Buddemeier, D. Archer, J.-P. Gattuso, C. Langdon and B.N. Opdyke, 1999. Geochemical consequences of increased atmospheric carbon dioxide on coral reefs. *Science*, **284**: 118–120.
- Kumamoto, Y., Yoneda, M., Shibata, Y., Kume, H., Tanaka, A., Uehiro, T., Morita, M., Shitashima, K., 1998. Direct observation of the rapid turnover of the Japan Sea bottom water by means of AMS radio-carbon measurement. *Geophys. Res. Lett.* **25**(5): 651–654.
- Laws, E.A., P.G. Falkowski, W.O. Smith, J.R.H. Ducklow, and J. McCarthy, 2000. Temperature effects on export production in the open ocean. *Glob. Biogeochem. Cycle*, **14**: 1231–1246.
- Lee, K., 2001. Global net community production estimated from the annual cycle of surface water total dissolved inorganic carbon. *Limnol. Oceanogr.*, **46**: 1287–1297.
- Lee, W.H., 1985. An ecological study of phytoplankton in the southwestern waters of the East Sea (Sea of Japan). Ph. D thesis, Seoul National Univ., pp. 225.
- Liu, K.-K., L. Atkinson, C.T.A. Chen, S. Gao, J. Hall, R.W. Macdonald, L. Talaue McManus, and R. Quiñones, 2000. Exploring continental margin carbon fluxes on a global scale, *EOS*, **81**(52): 641–644.
- Liu, K.-K., K. Iseki and S.-Y. Chao, 2000. Continental margins carbon fluxes. In: *The changing ocean carbon cycle*, ed. Roger B. Hanson, Hugh W. Ducklow and John G. filed., Cambridge University Press, pp. 187–235.
- Longhurst, A.R., 1991. Role of the marine biosphere in the global carbon cycle. *Limnol. Oceanogr.*, **13**: 292–309.
- Louanchi, F. and R.G. Najjar, 2000. A global monthly climatology of phosphate, nitrate, and silicate in the upper ocean: Spring-summer export production and shallow remineralization. *Glob. Biogeochem. Cycle*, **14**: 957–977.
- Manabe, S. and R.J. Stouffer, 1993. Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system, *Nature*, **364**: 215–217.
- Min, D.-H., R.F. Weiss and K.-R. Kim, 1996. Chlorofluorocarbons in the East Sea (Sea of Japan). *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **77**: 352-353.
- Min, D.-H., 1999. Studies of large-scale intermediate and deep water circulation and ventilation in the North Atlantic, South Indian and Northeast Pacific Oceans, and in the East Sea (Sea of Japan), using chlorofluorocarbons as tracers. Ph. D. Thesis, Univ. of California, San Diego, USA.
- Moon, C.H., S.R. Yang, H.S. Yang, H.J. Cho, S.Y. Lee and S.Y. Kim, 1998. Regeneration processes of nutrients in the polar front area of the East Sea. IV. Chlorophyll a distribution, new production and the vertical diffusion of nitrate. *J. Korean Fish. Soc.*, **31**: 259–266.
- Nof, D., 2001. China's development could lead to bottom water formation in the Japan/East Sea. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**: 609–618.
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H. and Richards, F.A., 1963. The influence of organisms on the composition of sea water. In: M.N. Hill (Editor), *The Sea 2*, Wiley-Interscience, New York, NY, pp. 26-27.
- Riebesell, U., D.A. Wolf-Gladrow and V. Smetacek, 1993. Carbon dioxide limitation of marine phytoplankton growth rates. *Nature*, **361**, 249–251.
- Sarmiento, J.L., C. Le Quéré, and S.W. Pacala, 1995. Limiting future atmospheric carbon dioxide. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **9**: 121–137.
- Sarmiento, J.L., P. Mofray, E. Maier-Reimer, O. Aumont, R. Murnane, and J. Orr, 2000. Air-sea CO₂ fluxes and carbon transport a comparison of three ocean general circulation models, *Glob. Biogeochem. Cycles*, **14**: 1267–1287.
- Sarmiento, J.L. and N. Gruber, 2002. Sinks for anthropogenic carbon, *Physics Today*, **55**(8): 30–36.
- Shim, J.H. and W.H. Lee, 1983. Plankton study in the southwestern Sea of Korea(I)-Phytoplankton distribution in september, 1981-. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, **18**(2): 91–103.

- Shim, J.H. and W.H. Lee, 1987. Distribution of phytoplankton species and associated environmental factors in the southwestern waters of the East Sea (Sea of Japan), Korea; A canonical correlation analysis. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, **22**(2): 34-42.
- Sudo, H., 1986. A note on the Japan Sea Proper Water. *Progress in Oceanogr.*, **17**: 313-336.
- Takahashi, T., R.H. Wanninkhof, R.A. Feely, R.F. Weiss, D.W. Chipman, N. Bates, J. Olafsson, C. Sabine, and S.C. Sutherland, 1999. Net sea-air CO₂ flux over the global oceans: An improved estimate based on the sea-air pCO₂ difference, In *2nd International Symposium, CO₂ in the Oceans, extended abstracts*, Center for Global Environmental Research, Tsukuba, Japan, pp. 9-15.
- Takahashi, T., Stewart C. Sutherland, Colm Sweeney, Alain Poisson, Nicolas Metz, Bronte Tilbrook, Nicolas Bates, Rik Wanninkhof, Richard A. Feely, Christopher Sabine, Jon Olafsson and Yukihiro Nojiri, 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Res. Part II*, **49**: 1601-1622.
- Tsunogai, S., Watanabe, Y. W., Harada, K., Watanabe, S., Saito, S., Nakajima, M., 1993. Dynamics of the Japan Sea deep water studied with chemical and radiochemical tracers. In: T. Teramoto (Editor), *Deep Ocean Circulation, Physical and Chemical Aspects*, Elsevier Science Publishers, B.V., pp. 105-119.
- Tsunogai, S., S. Watanabe, and T. Sato, 1999. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO₂? *Tellus*, **51B**: 700-711.
- Tyrell, T., 1999. The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production, *Nature*, **400**: 525-531.
- Uda, M., 1934. The Results of simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932. *Journal of the Imperial Fishery Experimental Stations*, **5**: 57-190.
- USSR Academy of Science, 1954. Reports of multi-disciplinary oceanography expeditions on R/V Vityaz. v.6, unpublished.
- USSR Academy of Science, 1957. Reports of multi-disciplinary oceanography expeditions on R/V Vityaz. v.6, unpublished.
- Volk, T. and M. I. Hoffer, 1985. Ocean carbon pumps: analysis of relative strength and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO₂ changes. In: *The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variation Archean to present*, edited by Sundquist, E.T. and W.S. Broecker, pp. 99-110.
- Watanabe, Y.W., S. Watanabe and S. Tsunogai, 1991. Tritium in the Japan Sea and the renewal time of the Japan Sea deep water, *Mar. Chem.*, **34**: 97-108.

2003년 7월 16일 원고접수

2003년 8월 14일 수정본 채택

담당편집위원: 이기택