

## 동해 각 분지의 수층내 산소 소모율 추정

김일남<sup>1\*</sup> · 민동하<sup>1</sup> · 이동섭<sup>2</sup>

<sup>1</sup>오스틴 텍사스 주립대학교 해양학과

<sup>2</sup>부산대학교 해양시스템과학과

### Estimates of Basin-Specific Oxygen Utilization Rates (OURs) in the East Sea (Sea of Japan)

IL-NAM KIM<sup>1\*</sup>, DONG-HA MIN<sup>1</sup> AND TONGSUP LEE<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Marine Science Institute, the University of Texas at Austin, Port Aransas, TX 78373, USA

<sup>2</sup>Department of Marine System Science, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

해양환경에서의 산소 소모율에 관한 자료는 생지화학적 탄소 순환뿐만 아니라 기후 모델을 구성하는 중요한 변수들 중에 하나이다. 그러나 동해의 산소 소모율 자료는 모델에 이용될 수 있는 하나의 변수로써는 아직 구체적으로 정립되지 못했다. 해수의 물리적인 특성이 서로 다른 동해의 각 분지에서 깊이에 따른 수층내 산소 소모율 분포를 1999년 여름에 관측된 겉보기 산소 소모량과 프레온-12 분압 나이를 이용하여 계산한 후, 200~2000 m 수심구간에서 지수함수로 표현하였다. 계산된 산소 소모율은 일반적으로 상층 수심에서 높고 수심이 깊어짐에 따라 감소하는 경향을 보였다. 산소 소모율은 서부와 동부 일본 분지에서 뚜렷한 차이를 보이지 않았고, 울릉분지는 표층 영역(수심 0~200 m)을 포함했을 때와 그렇지 않았을 때 추정치의 차이가 컸으며, 야마토 분지는 저층에서 다른 분지에 비해서 산소 소모율이 굉장히 낮은 값을 보였다. 수심 200~2000 m 사이에서 산소 소모율은 서부 일본 분지에서 8.15~0.83, 동부 일본분지에서 8.11~0.68, 울릉 분지에서 5.29~0.73, 야마토 분지에서 7.31~0.06  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 을 보였다. 향후, 기후 변화와 관련하여 겨울철 표층해수역의 산소 불포화도를 고려한 산소 소모율 추정이 요구된다.

The oxygen utilization rate (OUR) is one of the crucial parameters for ocean carbon cycling and climate models. However, parameterization of OUR in the East Sea (Sea of Japan) is yet to be established. We estimated the basin-specific OURs in the East Sea and fitted them with exponential functions with depth by using pCFC-12 age and apparent oxygen utilization (AOU) measured in summer 1999. The estimated OURs are higher in the upper water column and decrease with depth, in general. The vertical distributions of the estimated OURs in the Western and Eastern Japan Basins (WJB & EJB) are very similar. The OURs in the Ulleung Basin (UB) varied greatly depending on whether the surface layer (0~200 m) data are included in the OUR estimate or not. Apparently, weaker oxygen consumption occurs in the deep layer of Yamato Basin (YB). The ranges of the OURs between 200 m and 2000 m at WJB, EJB, UB, and YB are 8.15~0.83, 8.11~0.68, 5.29~0.73, and 7.31~0.06  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ , respectively. Consideration of the wintertime surface water oxygen disequilibrium condition in estimating the OUR will be necessary in the future study.

**Keywords:** OUR, AOU, pCFC-12 age, East Sea

### 서론

해양 내부로의 산소의 공급은 유광층에서 일차생산자에 의한 광합성과 표층해수에서의 해양-대기 기체교환 및 열염순환에 의한 혼합 등에 의해서 이루어진다. 생물에 의한 호흡작용과 유기물 분해과정은 용존 산소 농도를 줄이는 역할을 하며 이는 광합성과는 달리 유광층 유무에 관계없이 생물 존재 여부에 따라 수층에서 비교적 고르게 이루어진다. 또한 표층에서 만들어진 다양한 형태의

유기물들은 표층에서 밀도약층을 거쳐 심층으로 침강하는데, 도중에 박테리아에 의해서 다시 무기물로 전환되면서 추가로 용존 산소를 소모한다. 그래서, 일반적으로 표층에서 용존 산소 농도가 가장 높고 수심이 깊어질수록 감소하며, 일반적으로 영양염류의 재무기화 과정이 가장 활발하게 이루어지는 영구 수온약층 하부 근처에서 산소 최소층(Oxygen Minimum Zone)이 존재하게 된다. 유광층 이하 수심에서의 용존 산소의 소모는 해당 수층에 공급되는 유기물의 양에 비례하여 수심에 따라 감소하는 경향을 보이게 된다(Martin *et al.*, 1987). 이때, 시간 정보를 가진 해수순환 추적자(time-dependent tracer) 자료를 이용할 수 있다면, 겉보기 산소

\*Corresponding author: ilnamkim@mail.utexas.edu

소모량(AOU)과 추적자 나이가 표층에서 0 이라 가정할 때(표층 해수가 대기와의 접촉을 유지하고 있음을 의미함), 해수내의 산소 소모율(Oxygen Utilization Rate; OUR)을 식 (1)과 같이 추정할 수 있다(Jenkins, 1982).

$$OUR(\mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}) = \frac{\Delta AOU}{\Delta t} \quad (1)$$

여기에서,  $\Delta AOU$ 와  $\Delta t$ 는 해수순환 경로는 같으나 수심이 다른 두 곳에서의 해수의 겉보기 산소 소모량과( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ ) 추적자 나이의 (yr) 차이를 나타낸다.

산소 소모율은 해양에서 생지화학 순환을 이해하는데 가장 기본적인면서도 중요한 정보를 제공한다. 예를 들면, 산소 소모율과 Redfield ratio 관계로부터 주요 생지화학 원소의 재무기화율(remineralization rate)을 추정할 수 있고 또한 생물 펌프(biological pump)와 내려보내기 생산(export production)을 추정할 수 있다(김 등, 2003; Jenkins and Goldman, 1985; Martin *et al.*, 1987; Halm and Kim, 2008). 다른 한편으로는, 산소 소모율과 겉보기 산소 소모량의 관계로부터 해수의 상대적인 나이(relative age)를 추정하여 해

수 순환을 이해하는데 이용되기도 한다(Poole and Tomczak, 1999; Kim *et al.*, 2010). 여기서 해수의 상대 나이는 특정 해수가 표층 혼합층 밑으로 침강하며 대기와의 접촉이 끊긴 이후에 경과한 시간을 뜻한다.

동해에서의 산소 소모율에 관한 연구는 산소 소모율 자체에 초점을 맞추기 보다는 전반적인 생지화학 순환을 이해하기 위해 다른 변수들과 연결고리 역할로써 많이 다루어져 왔다. Gamo and Horibe(1983) 등은 1970년 대 후반의 해양조사에서 관측한 방사성탄소(C-14) 자료를 이용하여 수심 2000 m 아래에서 산소 소모율을  $0.4 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 로 추정하였다. Tsunogai *et al.*(1993) 등은  $^3\text{H}$ 과  $^{226}\text{Ra}$ 에 의거한 상자 모형을 이용하여 수심 1000 m 아래에서 산소 소모율  $0.17 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 을 제시하였고, 태평양의 값과 비슷하다고 하였다. Chen *et al.*(1996) 등은 1992년 여름철 해양조사에서 획득한 자료를 질량보존 방법(mass-balance method)을 이용하여 체류시간(residence time)이 계산된 수심 300~600 m 구간과 수심 2000 m 아래에서 산소 소모율을  $5.1 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 와  $1.13 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 로 나누어 제시하였다. Chen *et al.*(1999) 등은 다시 과거 및 최근에 조사된 해양자료를 이용하여 특정 수심에서

**Table 1.** The OUR values estimated by previous studies in the East Sea

OUR ( $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ )	Depth range	Method	References	Remarks
0.40	> 2000 m	C-14	Gamo and Horibe (1983)	
0.17	> 1000 m	$^3\text{H}$ - $^{226}\text{Ra}$ box model	Tsunogai <i>et al.</i> (1993)	
5.10	300-600 m	mass balance	Chen <i>et al.</i> (1996)	
1.13	> 2000 m			
2.63	600 m	1-D advection-diffusion model	Chen <i>et al.</i> (1999)	
0.40	2000 m			
0.80	> 2000 m			
2.90	200-600 m			
1.10	600-1200 m			
1.00	1200-1500 m	CFCs-box model	Min (1999)	
0.80	1500-2500 m			
0.60	2500-3500 m			
9.16	200-400 m			
4.71	400-600 m			
3.15	600-800 m			
1.92	800-1000 m	CFCs-nonsteady-state box model	Min <i>et al.</i> (2002)	
1.48	1000-1200 m			
1.41	1200-1600 m			
1.08	1600-2000 m			
0.90	2000-2500 m			
0.93	2500-3000 m			
0.94	3000-3500 m			
2.00	200-1200 m		김 등 (2003)	
1.10	1200-2500 m	box model	Kang <i>et al.</i> (2004)	
0.80	2500-3500 m			
14.48	200-600 m			
1.73	600-1500 m	$^3\text{H}$ - $^3\text{He}$ and CFCs	Jenkins (2008)	
0.75	1500-2500 m	box model		
0.84	> 2500 m			
$6.6 e^{-0.00039z}$				80%-O <sub>2</sub> sat
$14 e^{-0.00061z}$	200-1600 m	$^3\text{H}$ - $^3\text{He}$	Halm and Kim (2008)	90%-O <sub>2</sub> sat
$29 e^{-0.00095z}$				100%-O <sub>2</sub> sat

의 산소 소모율을 다시 계산하였다. 저층수의 공급이 1950년 이후로는 중단 되었다는 가정을 기반으로 수심 2000 m 아래에서는 산소 소모율이  $0.8 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 로 이전 연구보다 약간 낮은 값을 제시하였고, 1D 이류-확산 모델을 이용하여 수심 600 m와 2000 m에서 산소 소모율을 각각  $2.63, 0.40 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 로 추정하였다. Min(1999)은 1996년 여름철 CREAMS I 조사에서 관측한 용존 산소와 용존 프레온 기체(CFCs) 자료를 가지고 정상상태 상자 모형(steady state box model)을 이용하여 수심 200 m 아래에 층상 분포를 보이는 수피별 산소 소모율을  $2.9\text{--}0.6 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 로 계산하였다. Min *et al.*(2002) 등은 수심 200 m 아래에 16개의 층상 구조로 나누고 비정상상태 상자 모형(non-steady state box model)을 적용하여 산소 소모율을  $9.16\text{--}0.9 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 로 다시 제시하였다. 김 등(2003)과 Kang *et al.*(2004) 등은 유동 상자모형(MBBM; Moving Boundary Box Model)을 이용하여 중앙수(Central Water; 수심 200~1200 m), 심층수(Deep Water; 수심 1200~2500 m), 저층수(Bottom Water; 수심 2500~3500 m)에서 산소 소모율을 각각 2.0, 1.1,  $0.8 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 로 제시하였다. Hahm and Kim(2008) 등은  $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$  자료를 이용하여 서부 일본분지에서 표층 산소 포화도(oxygen saturation) 변화에 따른 산소 소모율을 수심(200~1600 m)에 대한 지수 함수로 표현하였다. Jenkins(2008)는  $^3\text{H}$ ,  $^3\text{He}$ , 그리고 CFCs 자료를 이용하여 6개의 상자 모형을 구성하여 수심 200 m 아래에 층상 분포를 보이는 수피별 산소 소모율을  $14.48\text{--}0.74 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 로 제시하였다. Table 1에 산소 소모율에 관한 이미 발표된 연구들을 정리하였다. 이전 연구들에서는 동해의 대표적인 평균 산소 소모율을 제시하고자 노력하였지만, 보다 세부적인 각 분지에서의 산소 소모율은 Hahm and Kim(2008) 등의 서부 일본분지에서 추정치 외는 알려져 있지 않았다.

동해 해저면은 크게 일본, 울릉, 야마토 3개의 분지로 구분된다. 최근에는 규모가 가장 큰 일본분지를 서부와 동부로 나누어서 자료를 해석하기도 한다. 특히, 서부 일본분지에서는 동해의 열염순환이 시작되는 중/심층수 형성이 일어나고(Kim *et al.*, 1991a; Seung and Kim, 1993; Kim *et al.*, 2001; Talley *et al.*, 2003; Min and Warner, 2005; Kim *et al.*, 2008), 동부 일본분지에서는 고염의 중층수가 형성되는 것으로 최근에 밝혀졌다(Kim and Kim, 1999). 일본분지에서 만들어진 중/심층수들은 일반적으로 울릉분지와 야마토 분지로 순차적으로 이동하게 되고, 전체적으로는 반시계방향의 순환을 하며 이동하는 것으로 알려졌다(Senju, 1999; Yoon and Kawamura, 2002; Senju *et al.*, 2005). 이와 같이 해수의 물리적인 특성들이 분지별로 독특한 특징을 가지기 때문에 산소 소모율을 하나의 대표적인 값으로 제시하기 보다는 각 분지별로 추정할 필요가 있다. 또한, 이전 연구에서는 표층에서의 생물 및 계절적 변동이 크기 때문에 표층 영역(surface layer)을 일률적으로 제외하고 수심 200 m(또는 300 m) 이하에서 산소 소모율을 추정하였다. 하지만, 표층 영역이 연중 상당기간 성층화되어 있고, 동해 남부에서는 대만난류수가 표층 바로 아래에 관입하고 있기 때문에, 표층에서 얼마 정도 수심까지 산소 소모율 변동이 큰지에 대한 정량적인 접근이 필요하다고 판단하였다. 그래서, 표층에서 생물/물리적인 영향, 계절의 변동에 의한 영향, 이전 연구에서 포함하지 않은 수심 범위(Table 1) 등을 종합적으로 고려하여, 표층에서부터 수심 300 m까지 순차적으로 100 m 간격으로 제거하면

서, 추정한 산소 소모율의 수직적인 분포 형태가 얼마나 변동하는지를 살펴보고, 각 분지에서 수심에 따른 지수 함수 형태의 평균 산소 소모율 함수를 제시하고자 한다. 이 함수는 동해 분지별 생지화학 모델 구축에 중요한 인자로 활용될 수 있을 것이다.

## 재료 및 방법

### 자료

1999년 여름철 두차례 걸쳐서 동해 전역에 대한 해양조사가 CREAMS II프로그램을 통하여 한-러-미국 공동으로 이루어 졌다(Fig. 1). CREAMS II는 북한 해역을 제외한 동해 전 해역에서 해양 자료를 획득하였고, 1930년대 Uda(1934) 이후로는 동해에서 이루어진 가장 큰 규모의 해양조사였다. CREAMS II 프로그램을 통해 동해 중/심층 순환에 대한 이해의 증가(김과 이, 2004; Kim *et al.*, 2002; Talley *et al.*, 2003; Kim *et al.*, 2004; Min and Warner, 2005; Postlethwaite *et al.*, 2005; Talley *et al.*, 2006) 뿐만 아니라 지구 온난화로 인한 해양의 변화들을 감지 할 수 있었다(Kim *et al.*, 2001; Kang *et al.*, 2003). 이번 분석을 위해서는 공개된 자료를 이용하였고(<http://sam.ucsd.edu>), 1999년 여름철에 관측된 용존 산소와 용존 프레온 자료를 사용하였다. 보다 자세한 CREAMS II 크루즈 정보 및 자료의 구성에 관한 것은 Talley *et al.*(2004) 등에서 확인 할 수 있다.

### 산소 소모율 추정 방법

이전 연구에서는 표층 변동 및 계절의 영향을 고려하여 수심 200 m(또는 300 m) 이하에서, 그리고 수직적인 수피 분포를 구분하여 산소 소모율을 추정하였다. 본 연구에서는 표층 영역이 포함되었을 때와 포함되지 않았을 때 추정된 산소 소모율이 얼마나 변

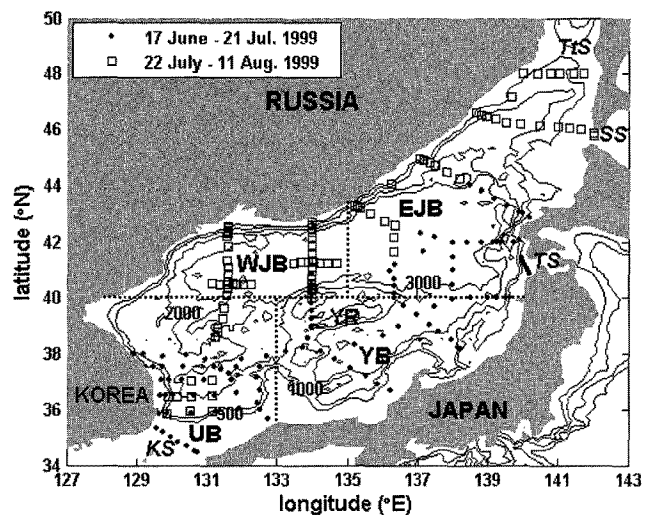


Fig. 1. The study area map showing the summer 1999 CREAMS II stations and topography of the East Sea (Sea of Japan). The East Sea consists of three major basins; Japan Basin (JB), Ulleung Basin (UB), and Yamato Basin (YB). We divide the JB into Western (WJB) and Eastern Japan Basin (EJB) along  $135^{\circ}\text{E}$  north of the sub-polar front ( $40^{\circ}\text{N}$ ) for data analysis. Yamato Rise (YR) and four straits – Korea Strait (KS), Tsugaru Strait (TS), Soya Strait (SS), and Tatar Strait (Tts) are also shown on the map.

**Table 2.** The comparison of correlation coefficients of curve fitting between the Wyrтки(1962)'s exponential function and the Martin *et al.* (1987)'s normalized power function forms in the East Sea

Basin	Wyrтки (1962)	Martin <i>et al.</i> (1987)
	$f(z) = f_0 e^{-az}$ mean $r^2 \pm sd$	$f(z) = f_{100}(z/100)^{-a}$ mean $r^2 \pm sd$
WJB	0.93±0.05	0.85±0.07
EJB	0.97±0.04	0.88±0.13
UB	0.70±0.19	0.74±0.20
YB	0.90±0.10	0.91±0.16

동되는지를 살펴보기 위해서, 표층에서 저층까지, 수심 100 m에서 저층까지, 수심 200 m에서 저층까지, 수심 300 m에서 저층까지, 총 4개의 경우로 자료분석 수심간계를 구분하고, 자료를 각각 100 m, 200 m, 300 m, 400 m, 500 m 수심 구간별로 구분한 후, 최소제곱법(least square method)을 이용하여 각 경우의 수심 구간별 산소 소모율을 걸보기 산소 소모량과 프레온-12 분압 나이의 관계로부터 각 분지에서 계산하였다. 산소 소모율을 수심에 따른 함수로 표현하는 방법으로는, Wyrтки(1962)의 지수함수(exponential function;  $f(z) = f_0 e^{-az}$ ) 형태와 Martin *et al.*(1987) 등이 제시한 수심 100 m에서 정규화된 멱함수(normalized power function;  $f(z) = f_{100}(z/100)^{-a}$ ) 등이 널리 이용된다. 결정계수(coefficient of determination,  $R^2$ )을 산출하여 두 모형을 비교 분석한 결과에서는 Wyrтки(1962)의 지수함수 형태가 Martin *et al.*(1987) 등의 정규화된 멱함수 형태보다 산소 소모율을 수심에 따른 함수로 표현하는데 더 적합한 모형이라 판단하였고(Table 2), 그리고 Wyrтки(1962)는 수심과 산소 소모율의 직접적인 관계에서 지수함수 형태를 추정한 반면, Martin *et al.*(1987) 등은 퇴적물 침강 입자 포집기(sediment trap)에서 획득한 탄소, 수소, 질소(C:H:N)의 재무기화율과 Redfield ratio를 이용하여 간접적으로 산소 소모율을 추정한 다음 정규화된 멱함수 형태를 제시하였다. 위와 같은 사항들을 고려하여, Wyrтки(1962)의 지수함수 형태를 이용하여 동해의 산소 소모율을 수심에 따른 지수함수로 표현하였다. 모든 계산은 MATLAB™ 프로그램에서 제공하는 “curve fitting toolbox”를 써서 이루어졌다. 또한, 표층에서 산소 포화도는 100% 였다고 가정을 하였다. 시간 정보를 가진 추적자로는 1999년 관측된 프레온-12 분압(pCFC-12) 자료를 이용하였고(Min and Warner, 2005), 물리적인 특성을 고려하여 일본 분지를 아극진선(40°N) 북쪽으로 경도 135°E를 중심으로 서부와 동부 일본 분지로 구분하였다(Fig. 1). 동해에서의 산소 소모율은 다음과 같이 계산하였다.

$$OUR(\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}) = \frac{\Delta AOU}{\Delta pCFC12 \text{ age}} = \frac{\Delta \{ [O_2]^{eq} - [O_2] \}}{\Delta pCFC12 \text{ age}} \quad (2)$$

식 (2)에서,  $[O_2]^{eq}$ 은 수온과 염분과의 관계에 따른 대기와 평형상태의 용존산소 농도이다(Weiss, 1970).  $[O_2]$ 는 측정된 용존 산소 농도이고, pCFC12 age는 프레온-12 분압에 의해서 계산된 표층에서 대기와 평형을 이룬 후 침강한 해수의 나이를 나타낸다. 표층에서 파도/바람과 같은 물리적인 힘에 의해서 표층에서부터 일정 깊이까지 물리/화학적 특성이 균질한 혼합층이 형성되기도 한다. 혼합층 안에서 일반적으로 용존 산소 농도는 광합성 및 물리적인 혼합에 의해 과포화 되고, 프레온-12 분압으로 계산한 해

수 나이는 0 이기 때문에, 식 (2)를 이용할 수 없다. 그래서, 프레온-12 분압으로 계산한 해수의 나이가 0 보다 큰 조건을 만족하는 자료를 가지고 산소 소모율을 추정하였다. 어떻게 산소 소모율을 추정했는지를 보여주는 단계별 계산 과정은 아래와 같다.

(1) 걸보기 산소 소모량을 계산한다(100% 포화상태 가정).

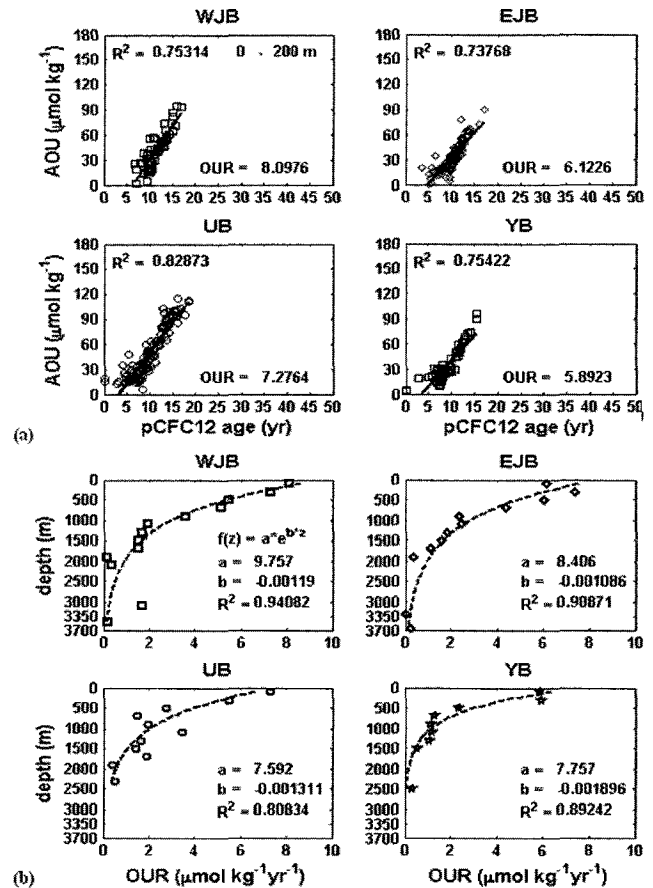
$$AOU(\mu\text{mol kg}^{-1}) = [O_2]_{100\%}^0 - [O_2] \quad (3)$$

(2) 해수의 프레온-12 분압을 계산하여 이미 알려진 시간의 변화에 따른 북반구 대기중의 프레온-12 분압값들과의 비교를 통해 해수 나이를 계산한다(pCFC-12<sub>100%</sub> age).

$$pCFC-12_{sw}(\text{ppt}) = \frac{CFC-12_{sw}}{CFC-12_{eq}(T,S)} \quad (4)$$

(3) pCFC-12 age > 0 조건을 만족하는 자료를 각 분지별로 구분한다.

(4) 각 분지별로 다시 4개의 경우로 구분한다. 즉, 1) 표층에서 저층까지 포함할 경우, 2) 수심 100 m에서 저층까지 포함할 경우, 3) 수심 200 m에서 저층까지 포함할 경우, 4) 수심 300 m에서 저



**Fig. 2.** An example step in estimating the OUR functions in the East Sea for the 0 m~bottom range with 200 m depth interval case: (a) Estimate of OURs by applying linear least square method to the AOU and pCFC12 age data for individual basin data (WJB: Western Japan Basin, EJB: Eastern Japan Basin, UB: Ulleung Basin, YB: Yamato Basin) in the depth of 0~200 m, (b) curve fitted OURs (μmol kg<sup>-1</sup> yr<sup>-1</sup>) vs. depth (m) in exponential functional form,  $f(z) = a \cdot e^{-bz}$ .

층까지 포함 할 경우.

(5) 각 경우는 다시 수심 간격에 따라서 최종적으로 각 5개의 자료군으로 만들어진다: ① 자료분석 수심 간격이 100 m 일때, ② 200 m 일때, ③ 300 m 일때, ④ 400 m 일때, ⑤ 500 m 일때.

(6) 선형 최소제곱법 (linear least square method)을 이용하여 수심 구간별로 길보기 산소 소모량과 프레온-12 분압 나이의의 관계로부터 산소 소모율을 계산한다(예: Fig. 2a).

(7) 자료의 갯수가 2 이하이거나 음수를 보이는 산소 소모율 값들은 분석에서 제외시키고 “ND(not defined)”로 표기한다. 각 수심 간격별 중앙값을 대표 수심으로 간주한다.

(8) 수심과 산소 소모율 자료에 가장 근사하는 지수함수 ( $f(z)=$

$a \cdot e^{bz}$ , 여기에서 a는 표층에서 산소 소모량( $\mu\text{mol O}_2 \text{ kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$ )을 나타내고 b는 최소 산소층 깊이와 관련된 변수( $\text{m}^{-1}$ )이며 음수이다.)를 추정한다(예: Fig. 2b). 각기 다른 수심 구간별 산소 소모율 지수함수의 상수들은 각 분지와 전체 분석 수심한계별로 다시 평균하여 사용하였다. 보다 자세한 결과물은 부록에 기재하였다.

### 결과 및 토의

#### 추정된 산소 소모율의 변동성

좁은 수심 간격으로 산소 소모율을 계산하는 경우, 수심 간격별

**Table 3.** The OURs estimated in the exponential form as functions of depth at each basin of the East Sea, based on four different depth range cases

basin	depth range (m)	depth interval (m)	$f(z) = ae^{bz}$			mean a	sd a	mean b	sd b
			a	b	r <sup>2</sup>				
WJB	0~3500	100	9.722	-0.00111	0.87	9.776	0.145	-0.00120	$6.12 \times 10^{-5}$
		200	9.757	-0.00119	0.94				
		300	9.924	-0.00126	0.96				
		400	9.905	-0.00125	0.97				
		500	9.571	-0.00122	0.98				
	100~3500	100	10.680	-0.00122	0.88	10.512	0.368	-0.00127	$7.15 \times 10^{-5}$
		200	10.810	-0.00129	0.94				
		300	10.440	-0.00123	0.95				
		400	10.730	-0.00139	0.97				
		500	9.902	-0.00123	0.96				
	200~3500	100	10.980	-0.00126	0.84	10.768	0.335	-0.00130	$5.24 \times 10^{-5}$
		200	11.090	-0.00134	0.93				
		300	10.960	-0.00136	0.96				
		400	10.410	-0.00129	0.95				
		500	10.400	-0.00124	0.95				
	300~3500	100	10.850	-0.00124	0.79	11.000	0.377	-0.00132	$8.47 \times 10^{-5}$
		200	10.920	-0.00130	0.89				
		300	11.220	-0.00139	0.93				
		400	10.510	-0.00123	0.95				
		500	11.500	-0.00142	0.98				
EJB	0~3700	100	8.342	-0.00103	0.83	8.836	0.472	-0.00117	$1.17 \times 10^{-4}$
		200	8.406	-0.00109	0.91				
		300	8.812	-0.00117	0.97				
		400	9.383	-0.00131	0.99				
		500	9.237	-0.00126	1.00				
	100~3700	100	10.950	-0.00133	0.97	10.826	0.147	-0.00139	$4.99 \times 10^{-5}$
		200	10.880	-0.00136	0.99				
		300	10.910	-0.00141	0.99				
		400	10.580	-0.00141	0.99				
		500	10.810	-0.00146	1.00				
	200~3700	100	12.190	-0.00146	0.98	11.422	0.538	-0.00147	$3.83 \times 10^{-5}$
		200	11.690	-0.00147	0.98				
		300	10.940	-0.00143	0.99				
		400	10.910	-0.00145	0.99				
		500	11.380	-0.00153	0.99				
	300~3700	100	12.280	-0.00147	0.97	11.636	0.374	-0.00147	$4.15 \times 10^{-5}$
		200	11.630	-0.00143	0.98				
		300	11.500	-0.00146	0.99				
		400	11.360	-0.00147	0.98				
		500	11.410	-0.00154	0.98				

Table 3. (Continued)

basin	depth range (m)	depth interval (m)	$f(z) = ae^{bz}$			mean a	sd a	mean b	sd b
			a	b	r <sup>2</sup>				
UB	0~2500	100	7.222	-0.00119	0.62	7.954	0.521	-0.00138	1.36×10 <sup>-4</sup>
		200	7.592	-0.00131	0.81				
		300	8.233	-0.00152	0.79				
		400	8.422	-0.00149	0.83				
		500	8.303	-0.00140	0.84				
	100~2500	100	8.543	-0.00145	0.61	9.077	0.439	-0.00155	8.42×10 <sup>-5</sup>
		200	8.753	-0.00149	0.73				
		300	9.094	-0.00155	0.80				
		400	9.377	-0.00164	0.85				
		500	9.616	-0.00163	0.97				
	200~2500	100	5.625	-0.00090	0.43	5.674	0.548	-0.00093	1.46×10 <sup>-4</sup>
		200	5.915	-0.00101	0.64				
		300	5.167	-0.00079	0.61				
		400	5.185	-0.00080	0.62				
		500	6.477	-0.00113	0.96				
	300~2500	100	3.946	-0.00058	0.27	3.665	0.321	-0.00055	7.32×10 <sup>-5</sup>
		200	4.055	-0.00065	0.57				
		300	3.585	-0.00054	0.39				
		400	3.372	-0.00045	0.91				
		500	3.366	-0.00052	0.64				
YB	0~2900	100	7.111	-0.00162	0.56	9.8766	2.585	-0.00237	6.21×10 <sup>-4</sup>
		200	7.757	-0.00190	0.89				
		300	9.875	-0.00241	0.97				
		400	11.17	-0.00279	0.95				
		500	13.47	-0.00313	0.95				
	100~2900	100	15.32	-0.00320	0.93	17.336	1.991	-0.00342	2.44×10 <sup>-4</sup>
		200	16.51	-0.00345	0.97				
		300	16.15	-0.00339	0.96				
		400	20.24	-0.00382	0.95				
		500	18.46	-0.00324	0.97				
	200~2900	100	16.08	-0.00331	0.86	14.552	2.397	-0.00292	5.23×10 <sup>-4</sup>
		200	13.51	-0.00297	0.90				
		300	17.72	-0.00347	0.88				
		400	13.92	-0.00271	0.92				
		500	11.53	-0.00215	0.94				
	300~2900	100	8.193	-0.00210	0.69	8.477	2.153	-0.00213	4.52×10 <sup>-4</sup>
		200	11.91	-0.00282	0.86				
		300	8.21	-0.00211	0.84				
		400	8.142	-0.00208	0.96				
		500	5.93	-0.00155	0.99				

선형 최소제곱법 계산에 적은 자료가 포함되어 오차가 커질 가능성이 있으나, 지수 함수 곡선 적응(curve fitting)에는 더 많은 자료를 이용할 수 있는 장점이 있다. 넓은 수심 간격으로 산소 소모율을 계산하는 경우, 각 수심 간격별 자료군의 선형 최소제곱법 계산에 더 많은 자료를 포함할 수 있는 반면, 수심에 따른 지수 함수 곡선 적응에는 적은 자료를 이용해야 하는 단점이 있다. 수심을 간격을 달리하면서 구한 산소 소모율 함수들을 전체 분석 수심한계별로 각 분지에서 평균하였고(Table 3), 그 결과를 Fig. 3에 나타내었다. 또한, 각 경우에 따라서 추정된 산소 소모율이

계산 방법에 따라 얼마나 큰 변동성(variability)을 가지는지 정량적으로 살펴보았다. 표층에서부터 여러 산소 소모율 곡선들이 수렴하는 수심까지를 상층부(WJB: 0~1000 m, EJB: 0~900 m, UB: 0~900 m, YB: 0~500 m), 여러 산소 소모율 곡선들이 수렴하는 수심부터 저층까지를 하층부로 구분하였고(WJB: 1000~3500 m, EJB: 900~3700 m, UB: 900~2500, YB: 500~2900 m), 산소 소모율 정보가 수심이 깊어짐에 따라서 축적되기 때문에 적분을 이용하여 산소 소모율 변동성을 다음과 같이 표현하였다.

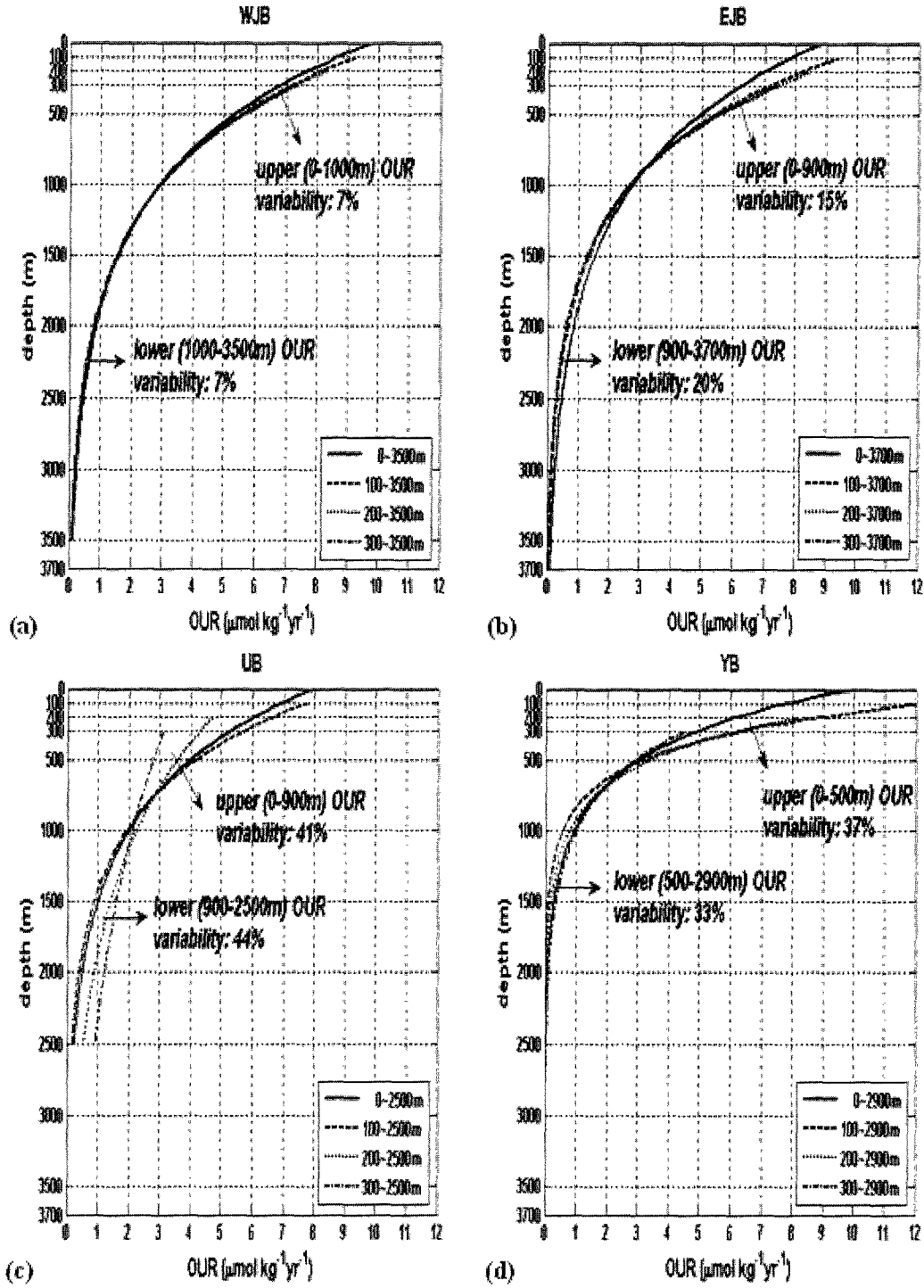


Fig. 3. The OUR curves fitted with mean constants (a and b) of Table 3 for (a) WJB, (b) EJB, (c) UB, and (d) YB, for four different exponential function fitting depth range choices: (1) 0 m~bottom, (2) 100 m~bottom, (3) 200 m~bottom, and (4) 300 m~bottom. The OUR in UB was the most sensitive to the top layer depth choices, and the WJB was least sensitive.

$$OUR \text{ variability} = \frac{\int_{z_1}^2 [f_{\max}(z) - f_{\min}(z)] dz}{\int_{z_1}^2 f_{\max}(z) dz} \times 100(\%) \quad (5)$$

여기에서,  $z_1$ 은 표층수심(하층부에서는 여러 산소 소모율 곡선들이 수렴하는 수심)을 나타내고,  $z_2$ 는 여러 산소 소모율 곡선들이

수렴하는 수심(하층부에서는 저층수심)을 나타낸다.  $f_{\max}(z)$ 는 산소 소모율이 가장 큰 함수를 나타내고,  $f_{\min}(z)$ 는 산소 소모율이 가장 적은 함수를 나타낸다.

서부 일본분지에서는 4 개의 수심 그룹으로 구분을 하였지만 산소 소모율의 변동성(variability)이 아주 적게 나타났다(Fig. 3a). 표

층 해수 영역의 자료를 포함할 때와 포함하지 않았을 때, 추정된 산소 소모율이 큰 차이를 보이지 않았다. 상층부와 하층부의 산소 소모율 변동성이 최대 7% 임을 나타내었다. 표층부근에서 산소 소모율이 9~10  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  정도 이고, 이후 수심이 깊어지면서 급격하게 감소하였다. 수심 2000 m 이하에서는 산소 소모율의 감소가 느려지고 1  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  보다 작은 값을 보였다.

동부 일본분지에서 산소 소모율은 서부 일본분지에서 보여진 경향과 매우 유사하였다(Fig. 3b). 표층 부근에서 8~10  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  의 산소 소모율을 보이고 이후 수심 2000 m 까지 급격하게 감소를 한 다음, 수심 2000 m 이하에서는 감소 추세가 줄어들면서 1  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  보다 작은 값을 나타내었다. 상층부에서 산소 소모율 변동성은 최대 15% 임을 나타내었고, 하층부에서는 이보다 좀 더 높은 20% 변동성을 보였다. 표층 수심 영역을 포함하지 않는 수심 그룹들(100~3700 m, 200~3700 m, 300~3700 m) 간의 산소 소모율은 상당히 유사한 분포를 보였다. 동부 일본분지에서는 표층에서 수심 100 m 구간에서 변동성이 있음을 알 수 있다.

울릉분지에서 산소 소모율은 표층에서 수심 200 m 까지 구간을 포함했을 때와 포함하지 않았을 때 큰 차이를 보였다(Fig. 3c). 표층과 수심 100 m 를 포함하는 경우와 포함하지 않는 경우 모두 일본 분지에서처럼 산소 소모율이 수심에 따라서 표층으로부터 가파르게 감소하였고, 수심 1500 m 이하부터는 서서히 감소하였다. 하지만, 수심 200~2500 m 그리고 수심 300~2500 m 구간 자료만을 이용해 추정된 산소 소모율 패턴은 표층 영역(0~200 m)을 포함하는 경우에 비해서 수심에 따른 산소 소모율 감소가 굉장히 낮았다. 예를 들면, 수심 300~2500 m 구간 자료의 경우에, 수심 300 m 에서 산소 소모율이 3.1  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  였고, 수심 2500 m 에서는 1.0  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  으로, 차이가 2  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  였다. 반면 수심 100 m 이하 수심을 포함한 구간 자료를 통한 산소 소모율은 300 m 수심에서 5.7, 2500 m 수심에서 0.2  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  으로, 차이가 5.5  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  였다. 상층부에서 산소 소모율 변동성은 41% 로 계산되었고, 하층부에서는 산소 소모율이 최대 44% 까지 변동할 수 있음을 나타내었다.

아마토 분지에서는 각 경우의 산소 소모율 패턴이 매끄럽게 일치 하지는 않지만 전반적으로는 일정한 경향을 보였다(Fig. 3d). 표층에서 수심 1000 m 까지는 각 분지중 가장 급격하게 산소 소모율이 감소하였고, 수심 2000 m 이하에서는 산소 소모율이 다른 분지에 비해서 상당히 낮은 값을 보였다. 상층부에서 산소 소모율 최대 변동성은 37% 였고, 하층부에서는 33%로 계산되었다. 상층부에서(0~500 m), 표층 수심 영역(0~100 m)을 포함하지 않는 두 수심 그룹들(100~2900 m, 200~2900 m) 간의 산소 소모율은 잘 일치하였다. 따라서, 아마토 분지에서는 표층에서 수심 100 m 구간까지 변동성이 큼을 알 수 있다.

**분지별 평균 산소 소모율**

서부 일본분지를 제외한 다른 분지에서 산소 소모율을 추정할 때, 어떤 조건에서 하나에 따라 산소 소모율 값이 최대 40% 이상 달라질 수 있음을 알 수 있었다. 이러한 큰 변동성을 가지고 있지만, Table 3에서 제시된 결과들을 평균하여 각 분지별 평균 산소 소모율 함수를 Table 4와 Fig. 4에 나타내었다. 표층 영역에서(산소 소모율 변동성이 큰 구간 0~200 m; EJB: 0~100 m, UB: 0~200 m, YB: 0~100 m) 다양한 요인으로 인해 산소 소모율이 크게 변동 할 수 있고, 수심이 깊은 곳에서는 산소 소모율을 구하기 위해 선형 최소제곱법에 적용된 자료의 갯수가 적거나 수심 간격별 걸보기 산소 소모량 차이가 작아져서 선형 최소제곱법 기술기가 음수를 보이거나(ND; not defined) 낮은 결정계수 값들을 보이

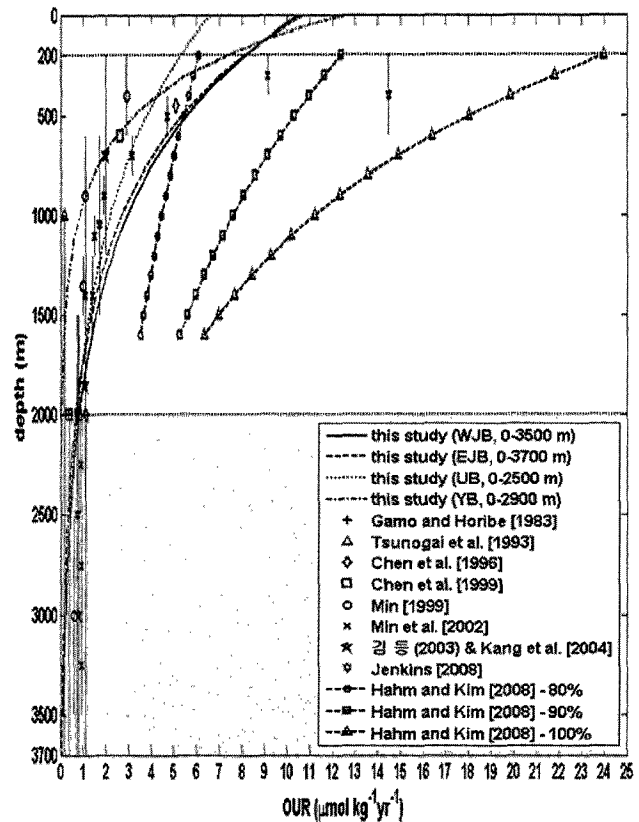


Fig. 4. The averaged OUR distributions for individual basins in the East Sea as functions of depth (m). The literature values are also shown for comparison. The depths above 200 m and below 2000 m shaded in the OUR estimates are not trustworthy due to seasonal variability in the upper layer, and due to potential bias for the limitation of available data and tracer age estimates in deeper water.

Table 4. The average OURs and the estimates of net oxygen demand integrated from 200 m to 2000 m depths at individual basins of the East Sea

basin	$f(z) = ae^{bz}$				∫OUR (mol O <sub>2</sub> m <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> )
	mean a ( $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ )	sd	mean b (m <sup>-1</sup> )	sd	
WJB	10.514	0.531	-0.00127	$4.91 \times 10^{-5}$	5.77
EJB	10.680	1.276	-0.00138	$1.43 \times 10^{-4}$	5.38
UB	6.592	2.411	-0.00110	$4.53 \times 10^{-4}$	4.15
YB	12.560	4.109	-0.00271	$5.77 \times 10^{-4}$	2.68



고 또한 표층에서 최근에 침강한 프레온-12 농도가 높은 물과 나이가 오래된 농도가 낮은 물간의 물리적 혼합으로 인해 프레온-12 분압으로 추정된 해수의 나이의 오차가 커지기 때문에(Min and Warner, 2005), 자료 신뢰도가 낮은 수심 200 m 이하와 2000 m 이상의 수심 구간을 Fig. 4에 회색으로 표시하였다. Table 1의 이전 연구에서 제시된 동해의 산소 소모율 값들을 비교를 위해 함께 나타내었다.

본 연구의 결과와(Table 4, WJB:  $f(z)=10.514 \cdot e^{-0.00127z}$ ) Hahm and Kim(2008) 등이 서부 일본분지에서 수심 200~1600 m에서 추정된 산소 소모율 함수를(Table 1,  $f(z)=29 \cdot e^{-0.00095z}$ , 100% 포화산소 기준) 수심 500 m와 1000 m에서 서로 비교하였다. 수심 500 m와 1000 m에서 Hahm and Kim(2008) 등의 산소 소모율은 각각 18과 11  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  이었고, 본 연구 모델의 결과는 각각 6과 3  $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$  이었다(Fig. 4). 본 모델보다 Hahm and Kim(2008) 등이 추정된 산소 소모율이 대략 3~4배 정도 높았다. Hahm and Kim(2008) 등은  $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$ 를 이용하였고, 본 연구에서는 프레온-12 분압(pCFC-12)을 사용하였으며, Hahm and Kim(2008) 등은 2000-2001년 겨울에 심층수가 서부 일본분지에서 새로 만들어진 후(Kim *et al.*, 2002; Talley *et al.*, 2003) 2001년 봄에 관측을 하였고, 본 연구의 데이터는 1999년 여름철에 관측한 자료이다. 그래서, 현재 자료를 가지고는, 계산 방법, 계절적 변동, 혹은 심층수 형성여부가 얼마만큼씩 산소 소모율 추정에 영향을 미치는지 알 수 없기 때문에, 향후 다시 이 지역에서 자료를 얻게 된다면 다시 비교 분석할 필요가 있을 것으로 판단된다.

해수의 물리적인 특성을 고려하여 일본 분지를 서부와 동부로 구분하여 분석을 하였지만, 두 분지에서 보여지는 산소 소모율은 거의 일치하였다(Fig. 4). 흥미롭게도, 물리적인 특성은 차이가 나지만, 생지화학적 순환은 비슷할 것으로 이번 연구를 통해 추측된다.

울릉 분지는 바람에 의한 연안 용승과 반 시계방향의 와류로 인해 생물 생산성이 동해에서 가장 높은 곳에 속하기 때문에 수층 내부로의 유기물 공급이 높은 곳이다(Lee and Kim, 2003; Lee *et al.*, 2008; Hyun *et al.*, 2009; Yoo and Park, 2009). 따라서 울릉 분지의 산소 소모율은 다른 분지에 비해 높을 것으로 예상되었다. 하지만, 본 연구의 결과는 표층 부근에서 울릉분지의 산소 소모율이 다른 분지에 비해서 대략 40% 정도 낮은 값을 보였다. 표층 영역에서 낮은 산소 소모율을 보이는 이유가 중층에서 동해 중층수의 관입으로 최대 산소층이 형성되면서(김과 김, 1983; Kim and Chung, 1984; Kim *et al.*, 1991b), 식 (2)의 분자 항인 수심 간격별 길보기 산소 소모량의 차이가 감소하여 낮은 산소 소모율을 보여주는 것으로 추측된다. 또한 울릉분지의 표층 100~200 m에서 수층 자료의 변화폭이 커서 선택 수심별로 추정된 산소 소모율에 큰 영향이 있을 수 있는 가능성도 있다. 향후에 울릉분지에서 산소 소모율과 관련한 추가 연구에서는 이 부분을 고려 할 필요가 있을 것으로 여겨진다. 수심 1500 m 이하에서는 일본분지와 유사한 비교적 높은 산소 소모율 값을 보였다. 이는 높은 내려보내기 생산으로 심/저층에서 비교적 높은 산소 소모율 값을 보이는 것으로 생각된다.

야마토 분지에서의 산소 소모율은 표층 영역에서는 일본 분지와 비슷한 값을 보였으나, 이 후 수심이 깊어지면서 산소 소모율이 급격하게 감소를 하였다. 수심 2000 m 이하부터는 다른 분지

에 비해서 산소의 소모가 상당히 적음을 나타내었다. 야마토 분지에서는 저층에서 다른 분지로부터 유입되는 유기물 함량이 적고, 대부분의 유기물이 표/중층 내부에서 재무기화 되는 것으로 추측된다.

식 (6)를 통해 수심 200~2000 m 구간을 적분한 산소 소모율은 서부, 동부 일본분지, 울릉분지, 야마토 분지 순으로 높게 나타났다(Table 4).

$$OUR(\text{mol } O_2 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}) = \int_{200\text{m}}^{2000\text{m}} (a \cdot e^{bz}) dz \quad (6)$$

Hahm and Kim(2008) 등을 제외한, 이전 연구에서 제시된 산소 소모율 값들도 대체로 우리가 제시한 산소 소모율 범위와 일치하였다(Fig. 4). 이번 연구에서는 표층에서 산소 포화도를 100% 라고 가정을 하였지만, 겨울철 표층 해수에서는 80% 까지 산소 불포화 현상이 보고되고 있다(Talley *et al.*, 2003; Hahm and Kim, 2008). 향후에는 겨울철 표층 해수에서의 산소 불포화도를 고려하여 산소 소모율을 추정할 필요가 있을 것으로 생각된다.

## 감사의 글

CREAMS II 프로그램을 수행하신 모든 분께 감사드립니다. 그리고 이 논문은 텍사스 오스틴 주립대학교와 EAST-1의 일부 지원을 각각 받은 연구 결과물입니다.

## 참고문헌

- 김일남, 이동섭, 2004. OMP 방법으로 분석한 하계 동해의 수계 특성. *Ocean and Polar Res.*, **26**: 581-594.
- 김재연, 강동진, 김웅, 조진형, 이창래, 김경철, 이동섭, 2003. 상자 모형으로 추정된 동해의 생물 펌프. *한국해양학회지*, **8**: 295-306.
- 김철호, 김 구, 1983. 한국 동해안에 출현하는 냉수괴의 특성과 기원. *한국해양학회지*, **18**: 73-83.
- 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., G.C. Gong, S.L. Wang and A.S. Bychkov, 1996. Redfield ratios and regeneration rates of particulate matter in the Sea of Japan as a model of closed system. *Geophy. Res. Lett.*, **23**: 1785-1788.
- Gamo, T. and Y. Horibe, 1983. Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**: 220-230.
- Hahm, D. and K.-R. Kim, 2008. Observation of bottom water renewal and export production in the Japan Basin, East Sea using tritium and helium isotopes. *Ocean Sci.*, **4**: 39-48.
- Hyun J.-H., D. Kim, C.-W. Shin, J.-H. Noh, E.-J. Yang, J.-S. Mok, S.-H. Kim, H.-C. Kim and S. Yoo, 2009. Enhanced phytoplankton and bacterioplankton production coupled to coastal upwelling and an anticyclonic eddy in the Ulleung basin, East Sea. *Aqu. Micro. Ecol.*, **54**: 45-54.
- Jenkins, W.J. and J.C. Goldman, 1985. Seasonal oxygen cycling and primary production in the Sargasso Sea. *J. Mar. Res.*, **43**: 465-491.
- Jenkins, W.J., 1982. Oxygen utilization rates in North Atlantic subtropical gyre and primary production in oligotrophic systems.

- Nature, **300**: 246–248.
- Jenkins, W.J., 2008. The biogeochemical consequences of changing ventilation in the Japan/East Sea. *Mar. Chem.*, **108**: 137–147.
- Kang, D.-J., J.-Y. Kim, T. Lee, and K.-R. Kim, 2004. Will the East/Japan Sea become an anoxic sea in the next century? *Mar. Chem.*, **91**: 77–84.
- Kang, D.-J., K.-E. Lee and K.-R. Kim, 2003. Recent development in chemical oceanography of the East (Japan) Sea with an emphasis on CREAMS finding: A review. *Geosci. J.*, **7**: 179–197.
- Kim, I.-N., D.-H. Min, T. Lee and D. H. Kim, 2010. Investigation of the physicochemical features and mixing of East/Japan Sea Intermediate Water: An isopycnal analysis approach. *J. Mar. Res.*, submitted.
- Kim, K.-R., G. Kim, K. Kim, V. Lobanov, V. Ponomarev and A. Salyuk, 2002. A sudden bottom-water formation during the severe winter 2000–2001: The case of the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014498.
- Kim, K.-R., T.S. Rhee, K. Kim and J.Y. Chung, 1991b. Chemical characteristics of the East Sea Intermediate Water in the Ulleung Basin. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **26**: 278–290.
- Kim, K. and J.Y. Chung, 1984. On the salinity minimum and dissolved oxygen maximum layer in the East Sea (Sea of Japan). In: *Ocean hydro-dynamics of the Japan and East China Seas*, edited by Ichiye, T., Elsevier, Amsterdam, pp. 55–65.
- Kim, K., K.-I. Chang, D.-J. Kang, Y.H. Kim and J.-H. Lee, 2008. Review of recent findings on the water masses and circulation in the East Sea (Sea of Japan). *J. Oceanogr.*, **64**: 721–735.
- Kim, K., K.-R. Kim, D.-H. Min, Y. Volkov, J.-H. Yoon and M. Takematsu, 2001. Warming and Structural Changes in the East Sea (Japan Sea): A clue to future changes in Global Oceans?. *Geophys. Res. Lett.*, **28**: 3293–3296.
- Kim, K., K.-R. Kim, J.Y. Chung, H.S. Yoo and S.G. Park, 1991a. Characteristics of physical properties in the Ulleung Basin. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **26**: 83–100.
- Kim, K., K.-R. Kim, Y.G. Kim, Y.K. Cho, J.Y. D.-J. Kang, M. Takematsu and Y. Volkov, 2004. Water mass and decadal variability in the East Sea (Sea of Japan). *Prog. Oceanogr.*, **61**: 157–174.
- Kim, Y.-G. and K. Kim, 1999. Intermediate Waters in the East/Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **55**: 123–132.
- Lee, T. and I.-N. Kim, 2003. Chemical Imprints of the Upwelled Waters off the Coast of the Southern East Sea of Korea. *J. Oceanol. Soc. Korea.*, **38**(3): 101–110.
- Lee, T. J.-H. Hyun, J.S. Mok and D. Kim, 2008. Organic carbon accumulation and sulfate reduction rates in slope and basin sediments of the Ulleung Basin East/Japan Sea. *Geo-Mar. Lett.*, **28**: 153–159.
- Martin, J.H., G.A. Knauer, D.M. Karl and W.W. Broenkow, 1987. VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Res.*, **34**: 267–285.
- Min, D.-H. and M.J. Warner, 2005. Basin-wide circulation and ventilation study in the East Sea (Sea of Japan) using chlorofluorocarbon tracers. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 1580–1616.
- 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, University of California San Diego, La Jolla, 170 pp.
- Min, D.-H., K.-R. Kim and R.F. Weiss, 2002. Decadal-scale changes of ventilation rates in the East Sea (Sea of Japan): A study by the chlorofluorocarbons and a simple model, CREAMS/PICES Symposium, Seoul, Korea.
- Poole, R. and M. Tomczak, 1999. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline. *Deep-Sea Res. I*, **46**: 1895–1921.
- Postlethwaite, C.F., E.J. Rohling, W.J. Jenkins and C.F. Walker, 2005. A tracer study of ventilation in the Japan/East Sea. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 1684–1704.
- Senju, T., 1999. The Japan Sea Intermediate Water; its characteristics and circulation. *J. Oceanogr.*, **55**: 111–122.
- Senju, T., H.-R. Shin, J.-H. Yoon, Z. Nagano, H.-S. An, S.-K. Byun and C.-K. Lee, 2005. Deep flow field in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements. *Deep-Sea Res. II*, **52**: 1726–1741.
- Seung, Y.H. and K. Kim, 1993. A numerical modeling of the East Sea Circulation. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **28**: 292–304.
- Talley, L.D., D.-H. Min, V.B. Lobanov, V.A. Luchin, V.I. Ponomarev, A.N. Salyuk, A.Y. Shcherbina, P.Y. Tishchenko and I. Zhabin, 2006. Japan/East Sea water masses and their relation to the sea's circulation. *Oceanogr.*, **19**: 32–49.
- Talley, L.D., P. Tishchenko, V. Luchin, A. Nedashkovskiy, S. Sagalaev, D.-J. Kang, M. Warner and D.-H. Min, 2004. Atlas of Japan (East) Sea hydrographic properties in summer, 1999. *Prog. Oceanogr.*, **61**: 277–348.
- Talley, L.D., V. Lobanov, V. Ponomarev, A. Salyuk, P. Tishchenko, I. Zhabin and S. Riser, 2003. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1159, doi:10.1029/2002GL016451.
- Tsunogai, S., Y.W. Watanabe, K. Harada, S. Watanabe, S. Saito and M. Nakajima, 1993. Dynamic 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., 105–119.
- Uda, M., 1934. The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932 (in Japanese). *J. Imp. Fish. Exp. Sta.*, **5**: 57–190.
- Weiss, R.F., 1970. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep-Sea Res.*, **17**: 721–735.
- Wyrki, K., 1962. The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, **9**: 11–23.
- Yoo, S. and J. Park, 2009. Why is the southwest the most productive region of the East Sea/Sea of Japan?. *J. Mar. Sys.*, **78**: 301–315.
- Yoon, J.-H. and H. Kawamura, 2002. The formation and circulation of the intermediate water in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **58**: 197–211.

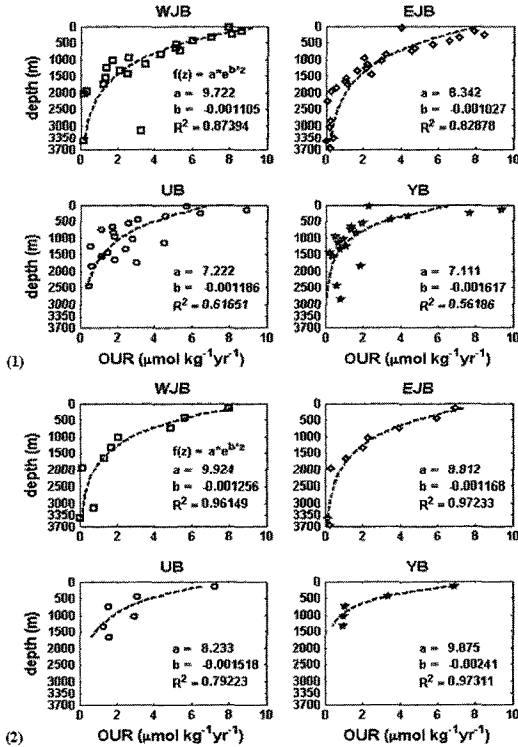
2010년 5월 6일 원고접수

2010년 5월 29일 수정본 채택

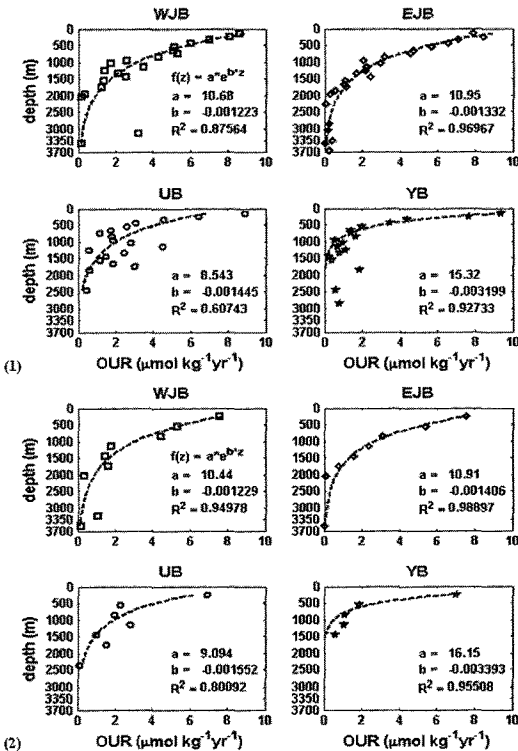
담당편집위원: 강동진

부 록

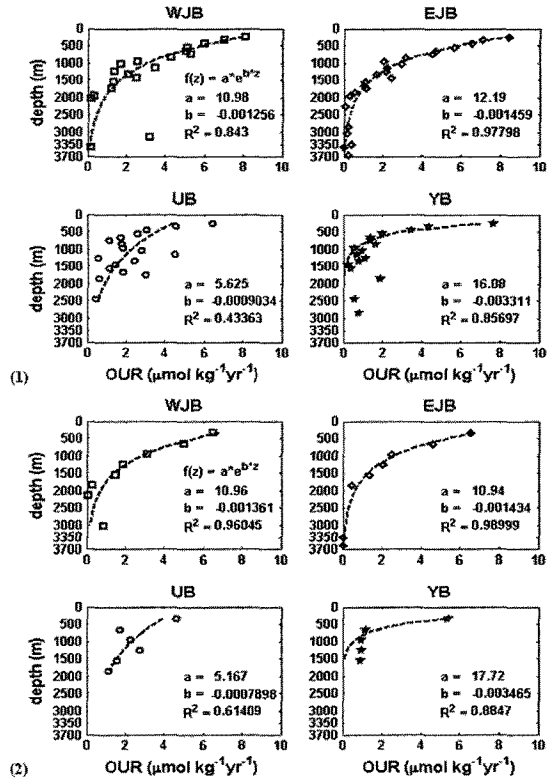
1. Case I: (depth range 0 m~bottom, WJB: 3500 m, EJB: 3700 m, UB: 2500 m, YB: 2900 m; depth interval (1) 100 m, (2) 300 m)



2. Case II: (depth range 100 m~bottom; depth interval (1) 100 m, (2) 300 m)



3. Case III: (depth range 200 m~bottom; depth interval (1) 100 m, (2) 300 m)



4. Case IV: (depth range 300 m~bottom; depth interval (1) 100 m, (2) 300 m)

