

Article

동해 울릉분지 해저 경계면의 용존산소

강동진<sup>1\*</sup> · 김윤배<sup>2</sup> · 김경렬<sup>3</sup>

<sup>1</sup>한국해양연구원 기기 검 · 교정 분석센터  
(426-600) 경기도 안산시 상록구 해안로 787

<sup>2</sup>포항공과대학교 해양대학원  
(790-784) 경북 포항시 남구 효자동 산 31

<sup>3</sup>서울대학교 지구환경과학부(BK21)/해양연구소  
(151-742) 서울 관악구 관악로 599

Dissolved Oxygen at the Bottom Boundary  
Layer of the Ulleung Basin, East Sea

Dong-Jin Kang<sup>1\*</sup>, Yun-Bae Kim<sup>2</sup>, and Kyung-Ryul Kim<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Marine Instrument Service and Calibration Department, KORDI  
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

<sup>2</sup>Ocean Science & Technology Institute  
Pohang University of Science and Technology, Pohang 790-784, Korea

<sup>3</sup>School of Earth and Environmental Sciences/Research Institute of Oceanography  
Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

**Abstract :** General consensus on typical vertical profile of dissolved oxygen in the Ulleung Basin is that dissolved oxygen concentration beyond 300 m decreases with increasing depth. However, the results of our observations in 2005 and 2006 revealed three different dissolved oxygen distribution types in the deep layer of the Ulleung Basin. The first type showed oxygen concentration decreasing with increasing depth (Type-1), the second showed oxygen concentration decreasing very sharply near the bottom boundary layer but constant in the bottom adiabatic layer (Type-2), the final was of the oxygen minimum layer above the bottom boundary layer (Type-3). Type-2 was the most common pattern in the Ulleung Basin. Type-1 was most common close to the Japan Basin, including the Ulleung Interplane Gap, while Type-3 was found around Dok do. Oxygen Consumption Rate (OCR) at surface sediment estimated using the dissolved oxygen distribution at the bottom boundary layer was 0.2~5.8 mmol·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>, which coincided with OCR from direct sediment incubation. This implies that organic matter decomposition at surface sediment may play an important role in dissolved oxygen distribution patterns at the bottom boundary layer of the Ulleung Basin.

**Key words :** dissolved oxygen, bottom boundary layer, Ulleung Basin, organic matter decomposition

## 1. 서 론

해양에서의 용존산소는 해양-대기 간의 기체 교환과 식물에 의한 광합성 그리고 각종 생물들의 호흡 즉, 유기물의 분해에 의해 그 분포가 조절된다. 광합성은 수층 내의 산소 농도를 증가시키며 주로 표층 해양, 유광대에서 이루어진다. 그러나 동물에 의한 호흡작용과 미생물에 의한 유기물의 분해는 표층부터 저층에 이르기까지 비교적 고르게 이루어지며 용존 산소의 농도를 줄이는 방향으로 진행된다. 즉, 해양으로 산소의 공급은 해양-대기 상호작용을 통하여 대기로부터 공급되거나, 표층 유광대 내에서의 광합성에 의한 것으로 볼 수밖에 없다. 이러한 이유로 용존산소는 해양에서 일어나는 다양한 물리, 화학, 생물학적인 현상을 이해하는 데에 가장 중요한 관측 항목 중의 하나로 알려져 왔다. 특히 1930년대 동해 전역에 걸친 Uda의 연구를 통하여 동해 심층의 용존 산소의 농도는 다른 해역에 비해 매우 높다는 사실이 알려졌고, 이를 통하여 동해에 다른 해역에 비해 빠른 속도의 열염분 순환이 존재하고 있을 수 있다는 주장을 하게 되었다(Uda 1934). 이러한 동해의 빠른 열염분 순환은 다른 연구 결과들에 의해 밝혀지게 되었고(Watanabe et al. 1991; Tsunogai et al. 1993; Kumamoto et al. 1998), 이러한 관점에서 동해에서의 용존 산소 연구의 중요성은 여러 연구자들에 의해 특히 강조되어 왔으며, 여러 연구들이 진행되어왔다(Gamo et al. 1986; Kim and Kim 1996; Chen et al. 1999; Kim et al. 1999; Gamo et al. 2001; Kang et al. 2004).

특히, 동해 북부의 일본 분지내의 심층의 산소 분포는 수심 약 2000 m에 용존산소 최소층이 존재하며 지난

1950년대 이후로 그 농도가 지속적으로 감소하고 있는 것이 알려지면서, 동해의 용존 산소에 대한 연구는 주로 시간에 따른 심층 용존 산소의 변화에 관한 연구와(Chen et al. 1999; Kim et al. 1999; Gamo et al. 2001; Kang et al. 2004) 심층에서의 산소 소모율에 관한 연구(Kang et al. 2004; Hahm and Kim 2008; 김 등 2010)에 집중되었다.

기존의 연구를 통하여 동해의 용존 산소의 수직분포는 동해 북부의 일본 분지의 경우에는 수심 약 2000 m에 용존 산소 최소층이 존재하며 수심이 깊어질수록 약간 증가하는 분포를 보이는 것으로 알려져 있으며, 이와는 달리 울릉분지의 심층 용존산소의 분포는 해저면 근처에서 용존산소가 가장 작은 값을 보이는 것으로 알려져 있었다(Fig. 1). 그러나 CREAMS II의 조사 결과 울릉분지의 해저 경계면에서 아질산염( $\text{NO}_2^-$ )이 발견되면서(Talley et al. 2004) 산소가 풍부한 환경의 동해의 저층에서 특이한 현상이 일어나고 있을 가능성이 제기되었다(이 등 2007; 정 등 2009).

또한 최근 용존산소의 관측이 CTD에 장착된 센서를 이용하여 이루어지면서 기존의 채취된 해수를 분석할 때에는 달리 연속적으로 자료를 획득할 수 있게 되면서 용존 산소의 수직 분포의 미세한 변화까지도 관측이 가능해졌다. 뿐만 아니라 음파를 이용한 altimeter를 CTD에 장착하여 사용하면서 해저 바닥면에 가까이까지 접근하여 관측이 이루어지게 되어 해저 경계면에서의 자료 획득이 가능해지면서 새로운 현상을 발견할 수 있게 되었다.

따라서 본 연구에서는 CTD에 장착된 용존 산소 센서를 이용하여 동해 울릉분지의 해저 경계면에서의 용존산소 분포를 관측하여 그 분포 특성 및 원인에 대해 토의하고자 한다.

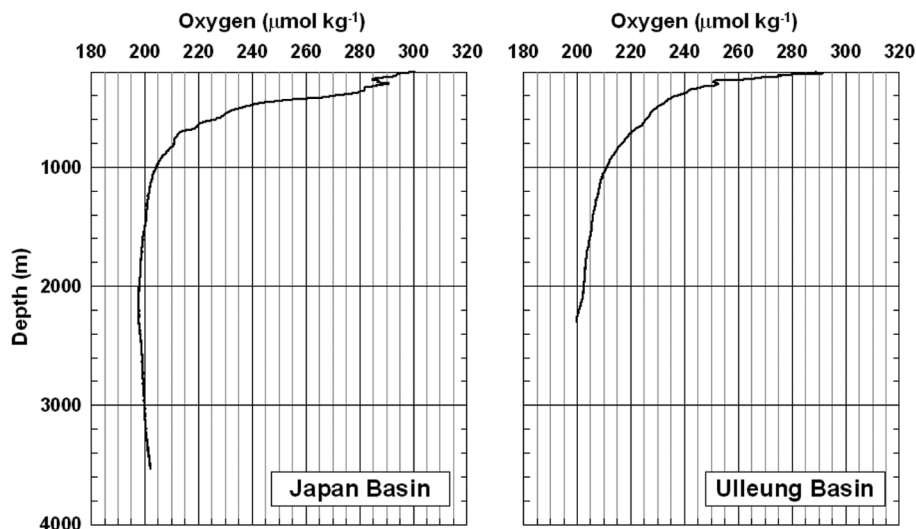


Fig. 1. Typical vertical profiles of dissolved oxygen observed in the Japan Basin (left) and in the Ulleung Basin (right), in the East Sea

## 2. 재료 및 방법

2005년 10월부터 2006년 9월에 걸쳐 동해 울릉분지에서 5회에 걸쳐 총 104개의 정점에서 관측이 이루어졌다 (Fig. 2). 관측은 용존 산소 센서(SBE43)가 장착된 CTD (SBE911+)를 이용하여 해저 바닥면에 최대한 접근시켜 적어도 바닥면과 25 m 이내의 거리까지 관측하였다. 바닥면까지의 거리는 sonic altimeter(Benthos 836)를 이용하여 측정하였다. 그러나 여기서 사용된 자료는 울릉분지의 수심 1000 m 이상되는 정점들 중 해저면까지 CTD의 관측이 이루어진 47개의 정점(Fig. 2)을 대상으로 하였다. 자료가 이용된 정점에 관한 정보를 Table 1에 정리하였다.

## 3. 결과 및 고찰

2005년 10월 동해 일본분지의 서쪽에서부터 울릉분지에 이르는 남북관측 라인을 따라 관측된 용존산소의 수직 분포를 Fig. 3에 도시하였다. 북쪽 정점에서부터 남쪽으로 이동하면서 심층의 용존 산소의 농도는 점차 감소하는 경향을 보인다. 일본 분지의 서쪽 중앙부에 위치한 정점 12에서 미약하나마 수심 약 2000 m 부근에 용존 산소 최소층이 존재한다. 그러나 일본 분지를 지나 울릉분지간 평원

(Ulleung Interpain Gap: UIG)으로 남하하면서 용존 산소 최소층은 사라지고, UIG에 들어서면서 해저 경계면 근처에서 급격한 용존 산소의 감소를 보인다(Fig. 3). 남-북 관측선의 수직 분포를 살펴보면 해저 경계면에서의 낮은 용존 산소 농도의 분포는 북위 37.5도 부근의 UIG에서부터 미약하게 나타나기 시작하여 울릉분지 내부로 들어와서는 뚜렷하게 관측된다(Fig. 4). 이러한 현상은 일본 분지에서는 관측되지 않고 동해 내에서는 울릉분지 내의 특이한 현상이다.

연안역을 제외한 울릉분지내의 해저 경계면 부근에서의 용존 산소의 분포 양상을 알아보기 위하여 관측된 정점들 중 수심 1000 m 이상되는 정점 47개에 대하여(Fig. 2) 각 정점별 분포 양상을 알아보았다.

울릉분지 내의 1000 m보다 깊은 심층에서 용존산소의 수직 분포 형태는 Fig. 5와 같이 3가지의 형태로 나눌 수 있다. 첫 번째는 과거에 알려진 대로 1000 m 보다 깊은 심층에서 수심에 따라 용존산소의 농도가 점진적으로 감소하는 형태로(Fig. 5a) 이를 Type-1이라 정의하였다. 두 번째 분포 형태는 앞서 언급한 바와 같이 1000 m 보다 깊은 수심에서 수심에 따라 Type-1과 동일한 분포를 보이다가 해저 경계면 부근에서 급작스러운 감소를 보이는 형태로(Fig. 5b) 이를 Type-2로 정의하였다. 세 번째 경우는 특

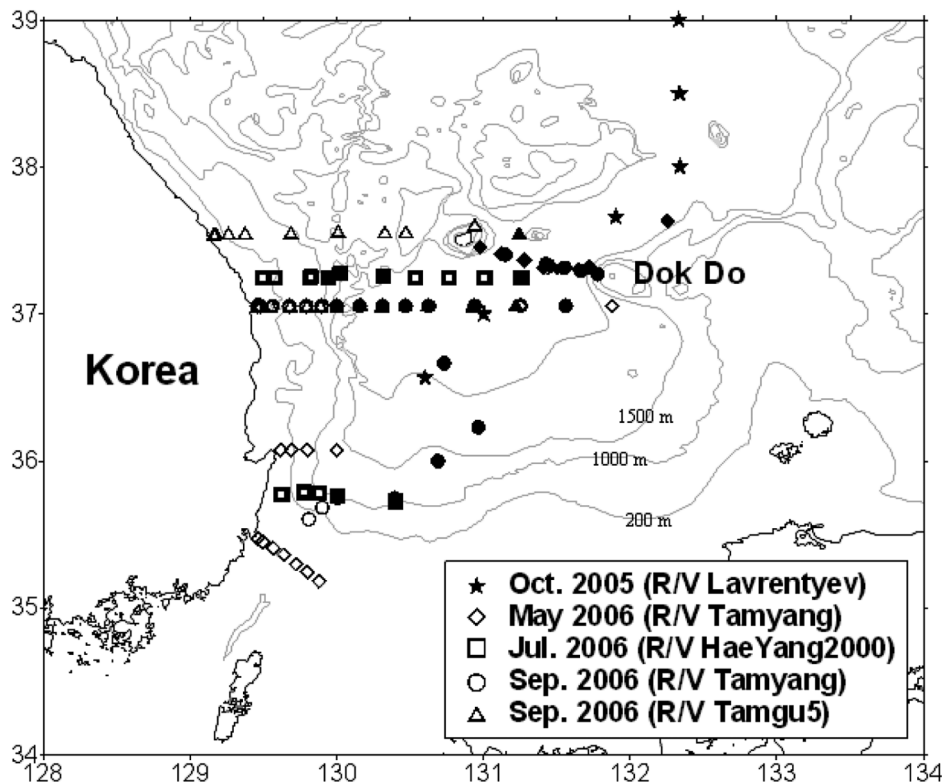


Fig. 2. A map of the stations. Closed symbols denote the stations where observations were carried out down to the bottom

Table 1. Informations on the stations where the data used in this study

Cruise	Station	Depth (m)	Date		Latitude (N)	Longitude (E)	Observed Depth (m above bottom)
			Month	Day			
ES0510	47	2884	10	25	39° 00.1'	132° 19.9'	7.0
ES0510	48	2775	10	25	38° 30.0'	132° 20.2'	8.0
ES0510	49	2604	10	26	38° 00.1'	132° 20.3'	9.0
ES0510	50	2432	10	26	37° 40.0'	131° 54.1'	9.0
ES0510	51	2281	10	26	37° 19.0'	131° 28.3'	10.0
ES0510	52	2157	10	26	37° 00.1'	131° 00.1'	10.0
ES0510	53	1972	10	26	36° 34.0'	130° 36.1'	10.0
ES0605	EM	1575	5	23	37° 27.0'	130° 58.5'	12.5
ES0605	EU	2162	5	23	37° 25.0'	131° 07.2'	7.5
ES0605	KU	2270	5	23	37° 22.0'	131° 16.8'	14.4
ES0605	KT	2202	5	24	37° 18.0'	131° 38.9'	15.6
ES0605	ET	2064	5	24	37° 19.0'	131° 43.2'	25.0
ES0605	E3	2260	5	24	37° 38.0'	132° 15.2'	5.9
ES0605	10	2193	5	25	37° 03.4'	130° 56.2'	9.6
ES0605	EC1	2295	5	25	37° 19.0'	131° 24.6'	5.5
ES0605	09	2202	5	25	37° 03.4'	130° 37.5'	8.9
ES0605	D4	2192	5	25	37° 03.5'	130° 28.2'	10.7
ES0605	08	2185	5	25	37° 03.6'	130° 18.7'	6.4
ES0605	D3	2184	5	25	37° 03.4'	130° 09.5'	8.6
ES0605	07	1369	5	25	37° 03.4'	130° 00.2'	7.6
ES0607	PU07	1103	7	15	35° 46.0'	130° 00.2'	8.5
ES0607	PU10	1128	7	14	35° 44.0'	130° 24.0'	9.7
ES0607	MZ7	1179	7	13	37° 15.0'	129° 56.6'	9.4
ES0607	MZ9	1637	7	13	37° 17.0'	130° 01.3'	10.0
ES0607	MZ11	2047	7	13	37° 15.0'	130° 19.1'	20.0
ES0607	MZ20	2245	7	13	37° 15.0'	131° 15.5'	0.0
TY0609	PU7	1056	9	4	35° 45.0'	130° 00.6'	5.0
TY0609	PU10	1150	9	4	35° 45.0'	130° 23.7'	9.7
TY0609	UA5	1547	9	5	36° 00.0'	130° 41.3'	7.0
TY0609	UA6	1837	9	5	36° 14.0'	130° 57.9'	0.0
TY0609	07	1361	9	6	37° 03.4'	130° 00.0'	9.1
TY0609	07U	2184	9	6	37° 03.4'	130° 09.3'	15.9
TY0609	08U	2192	9	6	37° 03.4'	130° 28.0'	10.2
TY0609	10	2193	9	6	37° 03.3'	130° 56.4'	14.2
TY0609	12	2154	9	7	37° 03.5'	131° 33.7'	7.8
TY0609	UT6	1154	9	7	37° 16.0'	131° 46.7'	5.6
TY0609	UT5	2179	9	7	37° 18.0'	131° 39.8'	7.3
TY0609	UT4	2280	9	7	37° 19.0'	131° 33.1'	8.9
TY0609	UT3	2332	9	7	37° 21.0'	131° 25.5'	9.0
TY0609	UT2	2157	9	7	37° 24.0'	131° 09.0'	7.8
TY0609	UA7	2088	9	7	36° 40.0'	130° 43.9'	6.5
ES0609	407	1347	9	27	37° 03.6'	130° 00.0'	5.6
ES0609	407U	2158	9	28	37° 03.8'	130° 10.0'	5.2
ES0609	408U	2165	9	28	37° 03.8'	130° 28.0'	8.9
ES0609	410	2167	9	28	37° 03.7'	130° 55.4'	7.4
ES0609	411	2168	9	28	37° 03.8'	131° 13.2'	7.5
ES0609	511	2157	9	28	37° 33.0'	131° 14.6'	8.9

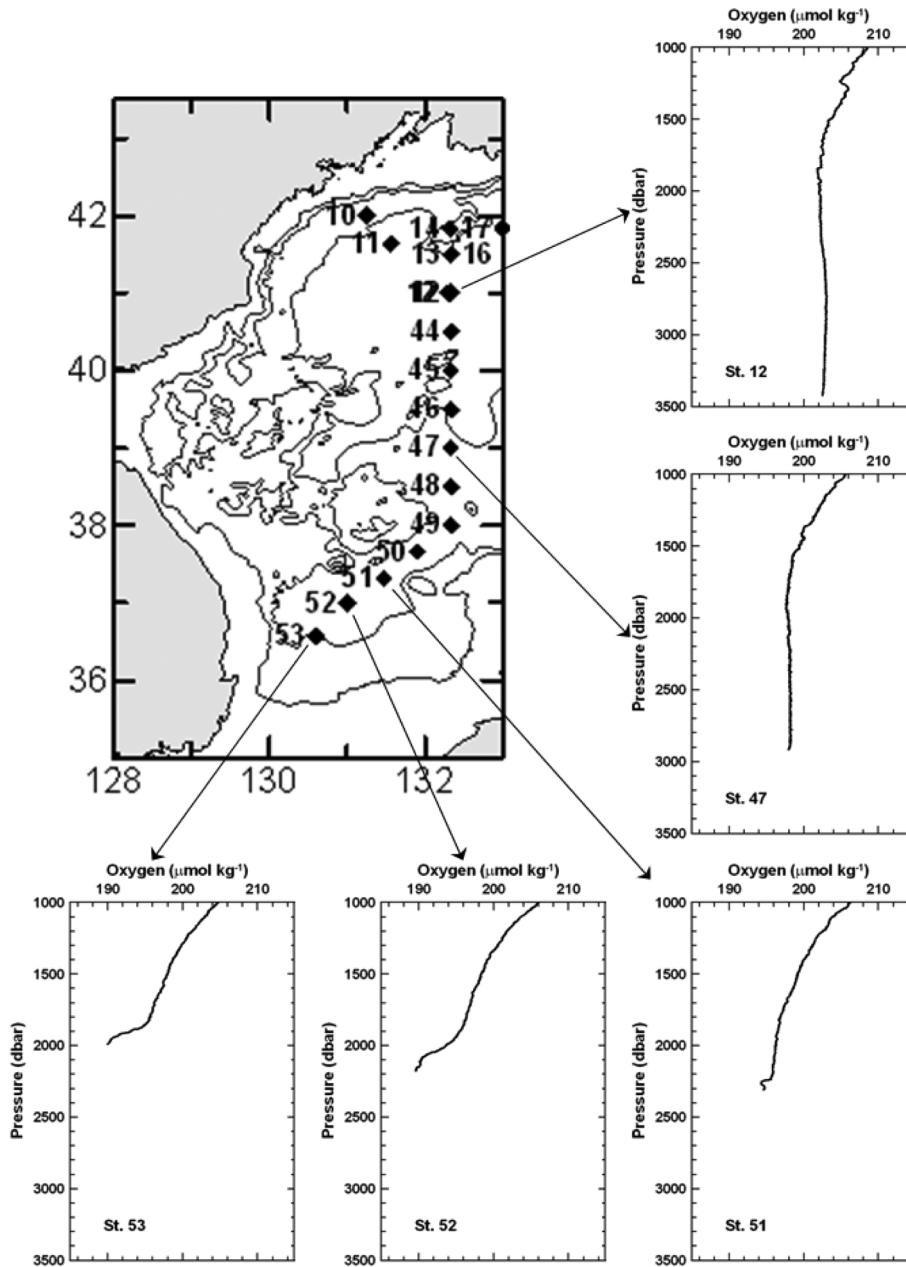


Fig. 3. Vertical profiles of dissolved oxygen along the observation line from north to south during the cruise ES0510 (October, 2005)

이한 분포 형태로 급격한 용존 산소의 농도 감소를 보이는 수심이 해저 경계면이 아닌 해저면 상층부에 위치하며 해저면 근처에서 오히려 용존산소가 증가하는 형태로(Fig. 5c) Type-3으로 정의하였다.

해저 경계면까지 관측이 이루어진 47개의 정점의 분포를 통하여 각 Type의 지역적인 분포를 살펴보면 Fig. 6과 같다. Type-1의 경우에는 주로 일본 분지로부터 UIG 인근에 분포하고, 울릉 분지의 거의 전역에 걸쳐서는 Type-2의 형태를 보인다(Fig. 6). Type-3의 경우에는 주로 UIG의

동쪽, 독도 인근 해역에 치우쳐 분포한다. 따라서 울릉분지의 북쪽 UIG 인근 해역을 제외하면 울릉 분지 심층의 전형적인 용존 산소의 수직 분포는 Type-2의 형태로 볼 수 있다.

울릉 분지의 전반에 걸쳐 나타나는 Type-2의 분포형태를 보이는 이유를 살펴보기 위하여 몇 가지 가능한 요인에 대해 토의하고자 한다. 우선 가능한 이유는 물리적인 요인과 생지화학적인 요인으로 나누어 생각해 볼 수 있다. 우선 해수 유동의 측면에서 생각해 볼 수 있는 것은

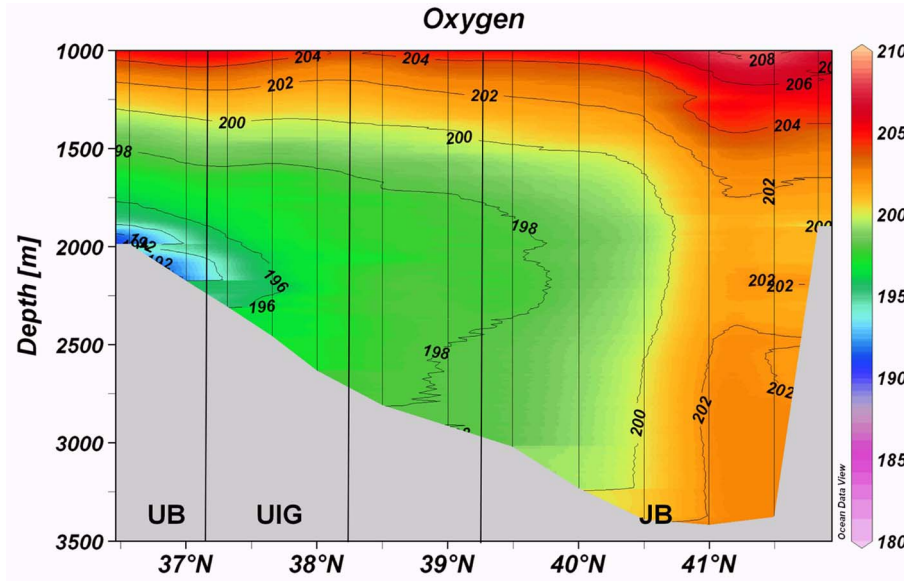


Fig. 4. A section map of dissolved oxygen along the observation line from north to south during the cruise ES0510. Units are in  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ . UB, UIG, and JB denote the Ulleung Basin, Ulleung Interplain Gap, and the Japan Basin, respectively

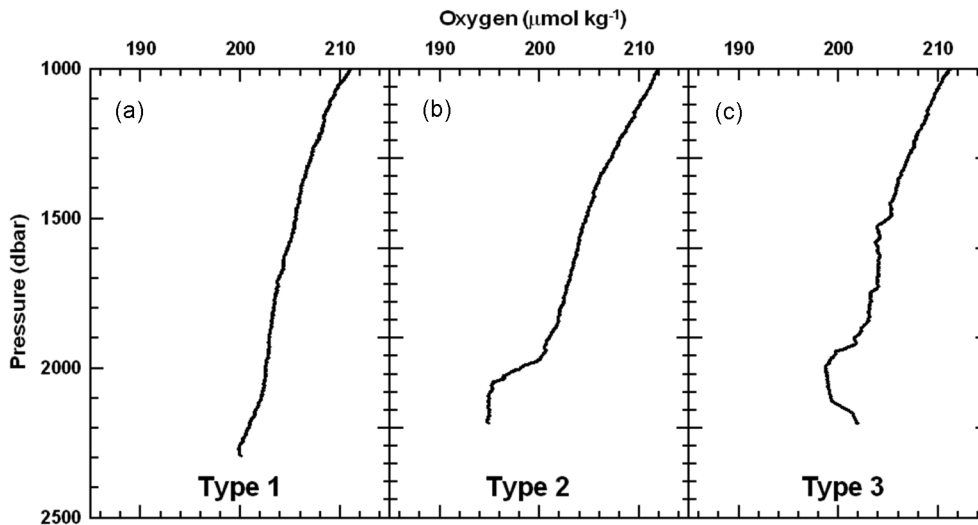


Fig. 5. Typical profiles of three different vertical distribution patterns of dissolved oxygen (a: Type-1, b: Type-2, c: Type-3) found in the Ulleung Basin

1) 울릉분지 해저 경계면의 해수가 바로 상부의 해수와 물리적으로 잘 섞이지 않아 상대적으로 해수 연령이 오래된 경우, 2) 일본분지에 존재하는 용존산소 최소층의 해수가 울릉분지로 넘어 들어와 해저 경계면에 분포하고 있는 경우이다. 생지화학적인 요인은 3) 혐기성 과정인 탈질소화 (denitrification) 과정이 존재하는 경우, 4) 해저면 표층에서 호기성 호흡에 의해 산소가 소모되는 경우로 생각해 볼 수 있다.

우선 울릉 분지 해저 경계면의 해수 연령에 대해서는 해수의 연령의 차이를 보이는 경우에는 용존 산소 뿐만 아니라 다른 추적자들의 분포 역시 같은 차이를 보여야 한다. 해저 경계면과 그 상층부와의 용존 산소 농도 차이가 약  $5 \mu\text{mol kg}^{-1}$  내외를 보이며, 울릉분지의 저층에서의 산소 소모율은  $1 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 에 훨씬 못 미치는 작은 값을 보이므로(김 등 2010), 해저 경계면의 낮은 용존 산소가 해수 연령에 의한 것이라면 최소한 해저 경계면

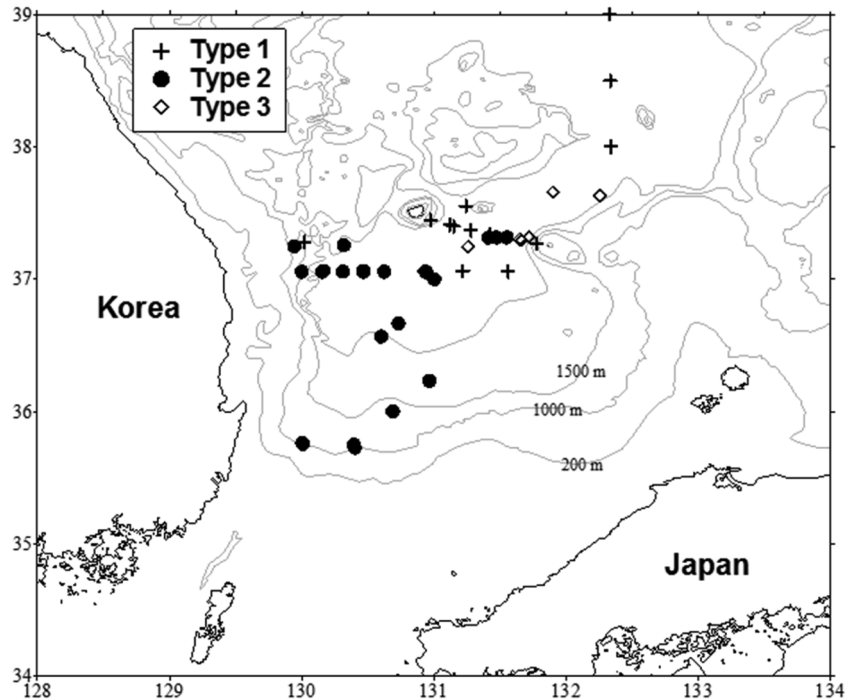


Fig. 6. A map showing the distribution of three different vertical distribution types of dissolved oxygen found in the Ulleung Basin

상층부와의 5년 이상의 연령 차이를 보여야 한다. 그러나 울릉 분지의 염화불화탄소의 분포와 이를 이용하여 추정된 해수 연령의 분포에서는 해저 경계면의 자료와 해저 경계면의 상층부의 농도 차이나 차이를 보이지 않는다 (Min and Warner 2005).

일본분지에 존재하는 용존 산소 최소층의 확대에 대해서 살펴보면, 용존 산소의 최소값을 보이는 수심은 대개 2000 m 내외로 울릉분지 해저 경계면의 수심과 비슷하지만, 동일한 관측에서 이루어진 용존 산소의 분포를 살펴보면 일본분지의 수심 2000 m 근방에서 나타나는 용존 산소 최소층의 용존 산소 농도는 약  $200 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이상의 값을 보이지만 울릉분지의 해저 경계면에서 보이는 용존 산소의 농도는 약  $190 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 약  $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 차이를 보인다. 따라서 일본분지의 용존 산소 최소층의 확대에 의한 것으로만 보기에는 어렵다.

동해 해저면 근처의 해수에서 탈질소화가 일어날 수 있는 가능성이 있다는 것은 몇몇 연구자들에 의해 제시된 바가 있다. Talley et al. (2001)은 울릉분지의 해저면 근처에서 특별히 높은 값의 아질산 이온이 검출된 것을 근거로 제시하였고, Tishchenko et al. (2007)은 울릉분지의 해저면 근처에서 매우 낮은 N/P비를 근거로 울릉분지의 탈질소화 가능성을 제기하였다. 또한 Yanagi (2002)는 동해의 인의 수지는 잘 들어맞지만 질소 수지가 맞지 않음

을 밝히고, 동해에서 특별한 질소 제거 기작이 있음을 주장하면서 탈질소화의 가능성을 제시하였다. 그러나 동해 울릉분지 해저 경계면에 약  $200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 용존산소가 존재하고 이는 용존산소 포화도 약 55%에 해당한다. 이러한 용존산소의 농도는 수층에서 탈질소화 반응이 일어날 확률은 낮다. 이러한 탈질소화가 일어나기 어려운 환경임에도 불구하고, 최근에는 퇴적층 탈질소화과정의 부산물이 물리적인 해저 교란으로 수층으로 공급된 결과 산소의 소모가 일어날 수 있는 가능성이 제기되기도 하였고(이 등 2007), 독도 인근 퇴적물의 연구를 통해, 해저 퇴적물의 표층에서 호기성 호흡에 의해 유기물이 분해되면서 생성된 암모늄이 질산화과정을 통해 질산염으로 바뀌고 이러한 질산염이 탈질소화 과정에 사용될 수 있다는 결과가 보고되기도 하였다(정 등 1009).

따라서 울릉분지 해저 경계면의 용존산소의 분포에 영향을 주는 요인으로 표층 퇴적물을 고려하지 않을 수 없다. 특히 동해 울릉분지 표층 퇴적물의 유기물 함량은 2.5% 이상으로 매우 높은 농도를 보이는 것으로 보고되어(최 등 2009; 이 등 2010b) 이러한 가능성을 뒷받침한다. 즉 해저면 표층에서 다량의 유기물 분해에 의한 산소의 소모가 해저 경계면의 용존 산소의 분포를 결정하는 중요한 요인이 될 수 있다.

이를 보다 정량적으로 확인하기 위하여 실측된 자료를

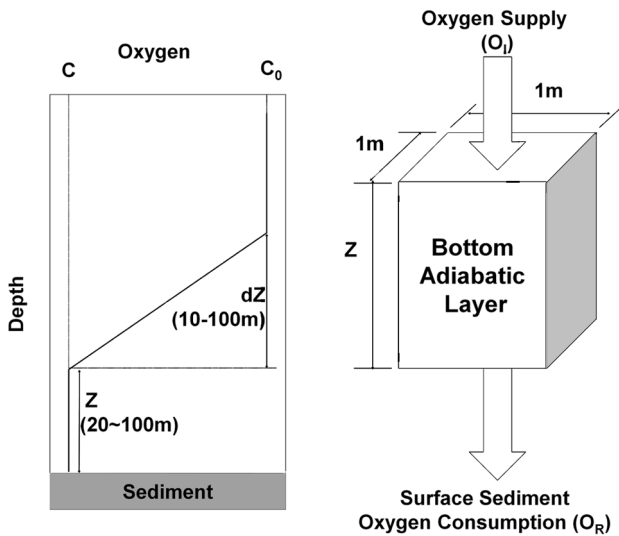


Fig. 7. A schematic diagram of a box model for estimating surface sediment oxygen consumption.

토대로 간단한 모델을 만들어 해저 경계면 근처에서 얼마나 많은 양의 산소가 소모되어야 그와 같은 수직분포 형태를 보이는지 계산해 보았다.

Fig. 7에 도시한 바와 같이 저층수에서  $C_0 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 농도로 거의 일정하게 유지되던 용존 산소의 농도가 퇴적물 표층에서 ( $Z + dZ$ ) m 위쪽에서부터 직선적으로 감소하여 표층 퇴적물  $Z$  m 상부에 이르러  $C \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 농도를 보이면서 이 농도가 해저 경계면(Bottom Adiabatic Layer)에 해당하는 퇴적물 표층까지 일정하게 유지된다고 가정하고, 표층 퇴적물에서 일어나는 유기물의 분해에 의해 소비되는 용존산소가 이러한 농도를 유지하게 만든다고 가정하였다. 이러한 경우 해저 경계면의 용존 산소의 질량 균형(mass balance)은 저층수에서 해저 경계면으로 공급되는 산소 공급(Oxygen Supply;  $O_1$ , 단위는  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ )과 유기물 분해에 의한 표층 퇴적물의 산소 소비(Surface Sediment Oxygen Consumption:  $O_R$ , 단위는  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ )의 차이에 의해 결정된다.

$$\text{즉, } O(t) [\mu\text{mol}] = O \cdot (t - dt) + (O_1 - O_R) \cdot dt$$

여기서  $O(t)$ 는 특정 시간에 단위 면적( $1 \times 1$  m)에 해당하는 해저 경계면에 포함된 용존 산소의 양( $\mu\text{mol}$ )이며,  $O_1$ 는 저층수와 해저 경계면의 용존 산소의 농도 차이( $C_0 - C$ )에 의한 확산에 의해 결정된다고 가정하면,

$$O_1 = D \cdot (C_0 - C)/dZ \text{이다.}$$

여기서  $D$ 는 확산계수로는 일반적으로 사용되는 Fick의 확산 계수  $1.2 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ 를 사용하였고 온도에 의한 확산계수의 변화에 대해서는 고려하지 않았다.  $C_0$ 는 모든

Table 2. Results of Surface Sediment Oxygen Consumption from box model according to various and  $dZ$  values

Z (m)	dZ (m)	$O_R$ ( $\text{mmol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ )
100	100	0.24
80	100	0.3
60	15	2.6
30	100	0.8
20	100	1.2
20	40	2.9
20	20	5.8

정점의 평균값인  $200 \mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $SD = 2.9 \mu\text{mol kg}^{-1}$ )로 하였다.

표층 퇴적물의 산소 소비량( $O_R$ )은 해저 경계면의 용존 산소의 농도에 일차적으로 비례하여 일어난다고 가정하면,

$$O_R = K \cdot O(t) \text{로 표현할 수 있다.}$$

해저 경계면의 두께( $Z$ )와 저층수의 용존 산소 농도를 보이는 수심과의 차이  $dZ$ 를 관측된 값을 토대로 각각 20-100 m, 10-100 m로 변화시키면서 상수  $K$ 를 조절하여  $C$ 가 해저 경계면에서 관측되는 용존 산소의 평균값인  $195.6 \mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $SD = 3.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ )에 일치하도록 하여 각각의  $Z$ 와  $dZ$ 에 해당하는  $O_R$ 을 찾아내었다.

각 정점에서 나타나는  $Z$ 와  $dZ$ 의 대표적인 값에 대한 퇴적물의 산소 소모율을 Table 2에 나타내었다. 표층 퇴적물의 산소 소모율은  $Z$ 와  $dZ$ 에 따라  $0.2 \sim 5.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ 의 범위를 보였다. 이는 울릉분지의 표층 퇴적물을 채취한 후 선상에서 배양 실험을 통하여 산소의 소모율을 측정된 값  $1.85 \sim 2.05 \text{ mmol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ (이 등 2010b)과 잘 일치하며, 독도 주변에서 같은 방법으로 측정된 퇴적물 산소 소모율  $1.04 \sim 9.08 \text{ mmol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ (정 등 2009)의 범위 내에 포함된다. 울릉분지 해저면의 급격한 용존 산소 농도의 변화는 표층 퇴적물에서 일어나는 유기물의 분해가 중요한 역할을 하는 것으로 판단된다.

이러한 양은 울릉분지의 유기물 분해에서 산소의 소모가 Redfield Ratio( $C:O = 106:138$ )를 따른다고 가정할 때, 1990년 1월부터 2000년 1월까지 1년 이상 울릉분지에 계류하여 얻은 퇴적물 트랩으로부터 얻은 퇴적물 축적율(KORDI 2003)에 울릉분지 심해의 유기탄소 함량을 곱하여 구한 퇴적물로 침강하는 유기탄소 퇴적 플럭스  $9.6 \text{ gC m}^{-2} \text{ y}^{-2}$ (이 등 2010b)를 기준으로 하여 보면 공급되는 유기물의 약 70%에 이른다. 이는 퇴적물의 배양 실험에 의한 값 62-74%(이 등 2010b)와 거의 동일한 값을 보인다.

그러나 동해 울릉분지의 유기물 분해에 망간 산화물과 철 산화물에 의해 이루어지는 양이 퇴적물 내의 유기 탄



소의 약 13~26%를 차지하는 것으로 보고되었고(최 등 2009), 또한 저층으로 공급되는 유기탄소 중 약 27%가 분해되지 않고 퇴적물 내부에 축적되는 것으로 보고되어(이 등 2010b), 유기물 분해에 소모되는 해저 경계면의 용존 산소의 양이 약간 과대평가 되었을 수는 있지만, 이는 10~20% 정도의 오차 범위 내에 있다. 따라서 동해 울릉분지 해저 경계면의 용존 산소 분포를 결정하는 일차적인 원인은 표층 퇴적물의 유기물 분해에 사용되는 것이라 할 수 있다.

앞으로 이러한 울릉분지의 해저면 근처에서의 용존 산소의 산소 동위원소 측정과 benthic lander를 활용한 연구(이 등 2010a)를 통해 이러한 현상에 대한 보다 정량적인 증거 자료를 얻을 수 있을 것으로 생각된다.

또한, 본 연구에서 사용된 자료 이전에 관측된 자료와 그 이후에 관측된 자료의 분석을 통하여 울릉분지 해저 경계면의 용존산소 분포의 시간에 따른 변화 연구도 흥미 있는 연구의 대상이 될 것으로 생각된다.

#### 4. 요약

CTD를 이용하여 용존산소의 농도에 대한 연속적인 관측이 이루어지면서 용존산소 농도 분포의 fine structure에 대한 연구가 가능해졌다. 뿐만 아니라 altimeter로부터 해저 퇴적물 표면에 최대한 가까이 까지 관측이 가능해짐에 따라 해저 경계면에서의 용존산소 농도 분포에 대한 정보를 얻을 수 있게 되었다. 지금까지 동해 울릉분지의 용존산소 농도의 수직 분포는 동해 북부의 일본 분지와는 수심 300 m 이하에서는 수심에 따라 지속적으로 감소하는 형태를 보이는 것으로 알려져 있다. 그러나 2005년부터 2006년까지 6회에 걸쳐 수심이 1000 m보다 깊은 지역에서 해저퇴적물 상부 100 m 이내의 수심까지 용존산소를 관측한 결과, 울릉분지 내의 용존 산소 농도의 수직분포 형태는 3가지로 분류된다. 첫 번째는 지금까지 알려진 바와 같이 수심에 따라 지속적으로 감소하는 형태(Type-1), 두 번째는 Type-1과 같은 형태를 보이다가 해저 경계면 근처에서 급격히 산소의 농도가 줄어드는 형태(Type-2), 세 번째는 해저 경계면 상층에 용존산소 농도의 최소층이 존재하는 형태(Type-3)이다. 울릉분지 수심 1000 m 이상 되는 지역에서는 분지 전반에 걸쳐 Type-2 형태로 분포하고 Ulleung Interplane Gap을 포함하여 일본 분지와 가까운 지역에서는 Type-1, 독도 인근 해역에서는 Type-3 형태의 분포를 보인다. 표층 퇴적물에서 유기물 분해를 전제로 해저 경계면의 용존 산소 분포를 이용하여 계산된 표층 퇴적물의 산소 소모율은  $0.2\sim 5.8 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로 실제 퇴적물 배양을 통해 얻은 산소 소모율 약  $1\sim 9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (정 등 2009; 이 등 2010b)와 일치하는 것으로 미루어

볼 때, 울릉분지의 전반에 걸쳐 Type-2와 같은 형태의 분포를 보이는 것은 울릉분지의 표층 퇴적물에서 높은 농도를 보이는 유기물의 분해가 일차적으로 중요한 역할을 하는 것으로 판단된다.

#### 사 사

본 연구는 2005년부터 2008년까지 정부의 재원으로 학술진흥재단의 지원을 받아 수행된 연구입니다(KRF-2005-206-C00032). 논문의 심사를 맡아 주신 두 분의 심사 위원께 감사의 뜻을 표합니다.

#### 참고문헌

- 김일남, 민동하, 이동섭 (2010) 동해 각 분지의 수층내 산소 소모율 추정. 한국해양학회지 「바다」 **15**(2):86-96
- 이동섭, 김일남, 강동진, 김동선 (2007) 울릉 분지 저층수의 아질산염. 한국해양학회지 「바다」 **12**(3):239-243
- 이재성, 박경수, 강범주, 김영태, 배재현, 김성수, 박정준, 최옥인 (2010a) 저층 경계면 연구용 Benthic chamber (Belc) 개발. 한국해양학회지 「바다」 **15**(1):41-50
- 이태희, 김동선, 김부근, 최동립 (2010b) 동해 울릉분지 퇴적물에서 유기탄소 순환. Ocean and Polar Res **32**(2):145-156
- 정진현, 김동선, 이태희, 안순모 (2009) 동해 독도 사면 퇴적물의 높은 재광물화와 탈질소화. 한국해양학회지 「바다」 **14**(2):80-89
- 최유정, 김동선, 이태희, 이창복 (2009) 동해 울릉분지 퇴적물에서 망간산화물과 철산화물 환원을 추정. 한국해양학회지 「바다」 **14**(3):127-133
- Chen CTA, Bychkov AS, Wang SL, Pavlova GY (1999) An anoxic Sea of Japan by the Year 2200? Mar Chem **67**:249-265
- Gamo T, Nozaki Y, Sakai H, Nakai T, Tsubota, H (1986) Spatial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer. J Mar Res **44**:781-793
- Gamo T, Momoshima N, Tolmarchyov S (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
- Hahm D, Kim KR (2008) Observation of bottom water renewal and export production in the Japan Basin, East Sea using tritium and helium isotopes. Ocean Sci J **43**:39-48
- Kang DJ, Kim JY, Lee T, Kim KR (2004) Will the East/Japan Sea become an anoxic sea in the next century? Mar Chem **91**:77-84
- Kim KR, Kim K (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 KR, Kim K, Kang DJ, Park SY, Park MK, Kim YG, Min HS, Min D (1999) The East Sea (Japan Sea) in change: A story of dissolved oxygen. *MTS J* **33**(1):15-22
- KORDI (2003) Marine Ecosystem responses to climate variability in the East Sea. KORDI, BSPE825-00-1495-3, 498 p
- 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 radiocarbon measurement. *Geophys Res Lett* **25**:651-654
- Min DH, Warner MJ (2005) Basin-wide circulation and ventilation study in the East Sea (Sea of Japan) using chlorofluorocarbon tracers. *Deep-Sea Res II* **52**:1580-1616
- Talley LD, Tishchenko PY, Mitchell G, Kang DJ, Min DH, Nedashkovskiy A, Masten D, Robbins P (2001) Nitrite in a deep, oxygenated environment the Japan/East Sea and Ulleung Basin. *CREAMS 2001*, Honolulu
- Talley LD, Tishchenko P, Luchin V, Nedashkovskiy A, Sagalaev S, Kang DJ, Warner M, Min SH (2004) Atlas of Japan (East) Sea hydrographic properties in summer. 1999. *Prog Oceanogr* **61**:277-348
- Tishchenko PY, Talley LD, Lobanov VB, Nedashkovskii AP, Pavlova GY, Sagalaev G (2007) The influence of geochemical processes in the near-bottom layer on the hydrochemical characteristics of the waters of the Sea of Japan. *Oceanology* **47**(3):350-359
- Tsunogai S, Watanabe YW, Harada K, Watanabe S, Saito S, Nakajima M (1993) Dynamics of the Japan Sea deep water studied with chemical and radiochemical tracers. In: Teramoto T (ed) *Deep Ocean Circulation, Physical and Chemical Aspects*. Elsevier Science Publishers, B.V., pp 105-119
- Uda M (1934) The Results of simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932. *J Imperial Fishery Experimental Stations* **5**:57-190
- Watanabe YW, Watanabe S, Tsunogai S (1991) Tritium in the Japan Sea and the renewal time of the Japan Sea deep water. *Mar Chem* **34**:97-108
- Yanagi T (2002) Water, salt, phosphorus and nitrogen budgets of the Japan Sea. *J Oceanogr* **58**:797-804

---

*Received Aug. 11, 2010*

*Revised Sep. 3, 2010*

*Accepted Oct. 22, 2010*