

Article

https://doi.org/10.7850/jkso.2022.27.4.194  
pISSN : 1226-2978 eISSN : 2671-8820

## 황해 남동부 해역의 월별 용존무기탄소 재고 추정

김소윤<sup>1</sup> · 이동섭<sup>2\*</sup><sup>1</sup>부산대학교 해양학과 대학원생, <sup>2</sup>부산대학교 해양학과 교수

# Estimation of Monthly Dissolved Inorganic Carbon Inventory in the Southeastern Yellow Sea

SO-YUN KIM<sup>1</sup> AND TONGSUP LEE<sup>2\*</sup><sup>1</sup>Graduate Student, Department of Oceanography, Pusan National University, Busan 46241, Korea<sup>2</sup>Professor, Department of Oceanography, Pusan National University, Busan 46241, Korea

\*Corresponding author: tlee@pusan.ac.kr

Editor Jeomshik Hwang

Received 6 September 2022; Revised 21 November 2022; Accepted 22 November 2022

### ABSTRACT

동중국해 북부와 경계를 이루는 황해 남동부 해역에 대해 무기탄소의 월별 재고와 변동을 초래하는 플럭스들을 상자 모형으로 모의하였다. 월별 용존무기탄소의 자료는 네 차례 계절을 대표하는 관측 결과에 최근 발표된 논문의 자료를 발췌하여 구성하였다. 연간 용존무기탄소( $C_T$ )의 재고가 정상상태에 있으며 표층에서 이루어진 이유에 의한 변동이 무시할 정도로 작다고 가정하고 표층과 심층의 2-상자 모형을 사용했다. 모의 결과 월별 표층과 심층 사이의 재고는 혼합층 두께의 변동에 따른 혼합 플럭스가  $-40\sim 35 \text{ mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ 의 규모로 주도했다. 대기로부터 유입되는  $\text{CO}_2$  플럭스는 약  $2 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  이고, 혼합 플럭스의 1/100 미만으로 작았다. 생물 펌프 플럭스는  $4\sim 5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  범위로 추정되었는데 이는 현장 실측 자료에 비해서 절반가량 수준이다. 물기둥의  $C_T$  재고는 동계 혼합이 끝나는 4월에 최대를 보이며 성층기에 조금씩 줄어든다. 따라서  $C_T$  총량은 성층기에 혼합기보다 높게 나타나는데 정상상태가 유지되려면 최대와 최소의 차분인  $18 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  ( $= 216 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ )이 동중국해로 송출되어야 한다. 이를 황해 남부 경계 전체에 대해 외삽하면  $4 \times 10^9 \text{ g C yr}^{-1}$  규모이다. 이 플럭스는 개념상 대륙붕 펌프로 해당한다. 실제로 태평양 외양역에 도달하려면 동중국해를 거쳐야 하므로 실제로 대륙붕 펌프로 기여하는 플럭스의 크기는 이보다 현저하게 낮을 것으로 전망된다. 자료 부족과 계산에 필수적인 가정에 수반되는 오류 때문에 추정값은 상당한 크기의 오차를 포함하지만 모의를 통해  $C_T$ 의 변동을 초래하는 플럭스 사이의 상대적인 기여도와 범위를 제약할 수 있었고 향후 연구에서 주목해야 할 사항을 도출할 수 있었다.

The monthly inventory of dissolved inorganic carbon ( $C_T$ ) and its fluxes were simulated using a box-model for the southeastern Yellow Sea, bordering the northern East China Sea. The monthly  $C_T$  data was constructed by combining the observed data representing four seasons with the data adopted from the recent publications. A 2-box-model of the surface and deep layers was used, assuming that the annual  $C_T$  inventory was at the steady state and its fluctuations due to the advection in the surface box were negligible. Results of the simulation point out that the monthly  $C_T$  inventory variation between the surface and deep box was driven primarily by the mixing flux due to the variation of the mixed layer depth, on the scale of  $-40\sim 35 \text{ mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ . The air to sea  $\text{CO}_2$  flux was about  $2 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  and was lower than 1/100 of the mixing flux. The biological pump flux estimated magnitude, in the range of  $4\sim 5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ , is about half the *in situ* measurement value reported. The  $C_T$  inventory of the water column was maximum in April, when mixing by cooling ceases, and decreases slightly throughout the stratified period. Therefore, the total  $C_T$  inventory is larger in the stratified period than that of the mixing period. In order to maintain a steady state,  $18 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  ( $= 216 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ), the difference between the maximum and minimum monthly  $C_T$  inventory, should be transported out to the East China Sea. Extrapolating this flux over the entire southern Yellow Sea boundary yields  $4 \times 10^9 \text{ g C yr}^{-1}$ . Conceptually this flux is equivalent to the proposed continental shelf pump. Since this flux must go through the vast shelf area of the East China Sea before it joins the open Pacific waters the actual contribution as a continental shelf pump would be significantly lower than reported value. Although errors accompanied the simple box model simulation imposed by the paucity of data and assumptions are considerably large, nevertheless it was possible to constrain the relative contribution among the major fluxes and their range that caused the  $C_T$  inventory variations, and was able to suggest recommendations for the future studies.

**Keywords:** Dissolved inorganic carbon, Inventory, flux, Box model, Yellow Sea

## 1. 서론

과학계에서는 현재 진행중인 기후변화가 인위적인 결과임이 과학적으로 확고부동한 사실이라 천명하였다(IPCC, 2021). 인류가 배출한 이산화탄소는 약 절반만이 대기에 누적되고 있어서 나머지 절반의 행방을 찾는 것이 미래의 기후변화 예측에 중요한 과제이다. 지금까지의 연구 결과로 해양은 인간이 산업혁명 이래로 배출한 이산화탄소의 1/4가량을 흡수한 것으로 평가되고 있는데(Global Carbon Project, 2022), 해양-대기 교환율에 대한 불확실도의 크기가 최소 25%는 될 것으로 보고 있다(Rhein *et al.*, 2013). 주로 사용되는 이산화탄소의 기체교환율에서 자연 변동의 크기가 상당히 크기 때문이다(Yang *et al.*, 2021)

해양의 흡수는 시공간적 변동성이 비교적 작은 외해 위주로 평가되어 왔는데(Takahashi *et al.*, 2009; Bakker *et al.*, 2016), 인간과 해양의 점진적인 연근해의 역할에 대해서도 점차 주목하기 시작했다. Chen *et al.*(2013)은 전 지구 대륙붕해가  $0.4 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 을 순흡수한다고 보고하였으며, Roobaert *et al.*(2019)는 연근해의 단위면적당 이산화탄소의 흡수가 외해역을 능가한다고 보고한 바 있다. 연근해는 대기와의 교환에 더해서 더 활발한 생지화학 순환과 강물을 통해 탄소화합물이 유입된다. 게다가 인간 활동에 의한 외압과 교란이 매우 크기 때문에 추정 흡수량에 대한 불확실도를 줄이려면 연근해의 거동을 주목할 필요가 있다.

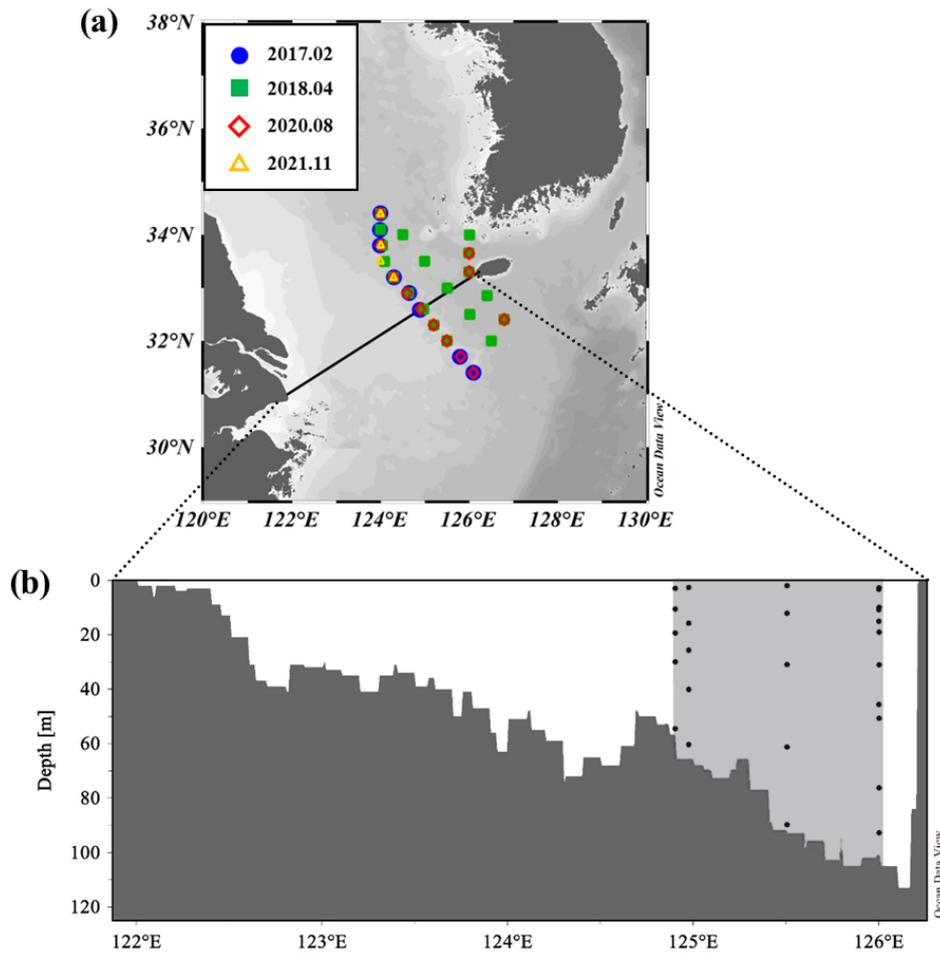
연구해역인 황해는 대륙붕 위에 위치한 반폐쇄된 천해이다. 계절풍은 아시아 몬순에 영향을 크게 받아서 바람은 여름과 겨울에 상이한 해수 순환 양상을 이루어 놓는다(Fig. 1.1.10 of Ishizaka *et al.*, 2021). 특히 겨울철 냉각은 혼합층을 매년 황해저층냉수로 만들어낸다. 겨울철에는 탁월한 북풍 계열 바람에 의해 황해에서 양쪽 해안을 따라 동중국해와 남해로 표층 해수가 흘러나가며 이를 외해역의 보다 고온 고염한 해수가 서해의 골을 따라 산둥 반도를 향하여 혀모양으로 관입하여 보충한다. 이러한 해양 순환 특성은 성층기에 반대가 되며, 황해저층냉수에 축적되어 있던 탄산 화학종이 동중국해로 흘러나갈 기회를 부여한다(Park *et al.*, 2014). 매년 계절별 혼합과 성층이 반복되면서 해수 순환에 따른 탄소 송출이 지속된다면 이는 개념상 Tsunogai *et al.*(1999)이 제시한 대륙붕 펌프와 일맥상통한다. 기존의 연구 결과를 종합하면 황해의 탄산계는 초기 연구에서는 대기로의 공급원이었다가 최근의 연구에서는 순흡수원으로 바뀌었다(Xue *et al.*, 2011; Xue *et al.*, 2012; Xu *et al.*, 2016; Choi *et al.*, 2019; Wang and Zhai, 2021). 지금까지는 주로 탄산계의 개별 특성 위주로 연구가 진행되었는데 이들을 종합하여 탄소 순환에서 계의 전반적인 특성과 함의를 이해하려는 연구는 이제 초기 단계에 있어서 이 논문은 이를 위주로 다루었다.

“동해 영양염과 탄소의 수송과 순환 규명” 연구 사업을 통해 제주도 서부와 황해 중부의 관할 해역에 대한 탄산계에 대한 계절별 분포 자료를 얻었다. 현재에는 지정학적 여건으로 말미암아 황해 전체에 대한 자료를 획득할 수 없으며 월별 자료도 미비된 상황이다. 이를 연중 분포가 대체로 정상상태에 가까운 상태에 있을 것이라는 가정과 기존 자료와 합성을 통해 월별 자료를 생성해서 개략적으로 용존무기 탄산계의 재고(재고량)과 이것의 변동을 초래하는 주요 플럭스들 사이의 상대적인 기여도를 평가하였다. 또한 결과를 토대로 황해가 탄소를 알짜로 외해로 송출하는지 여부와 그 규모에 대해 알아보고자 하였다.

## 2. 재료와 방법

### 2.1 관측 자료

2017년 2월, 2018년 4월, 2020년 8월, 2021년 11월에 황해 남부와 동중국해 북부 해역에서 관측을 시행하였다(Fig. 1). 네 차례 관측 조사에서 수온, 염분, 밀도 등의 수문학적 자료는 정점별 CTD (SBE 911 plus) 연직 관측으로 얻었다. 관측 별로 8, 19, 12, 4 정점에서 전 수층을 대상으로 각각 49, 91, 69, 33개의 로켓 채수 해수를 내려 받아 총용존무기탄소( $C_T$ ), 적정 알칼

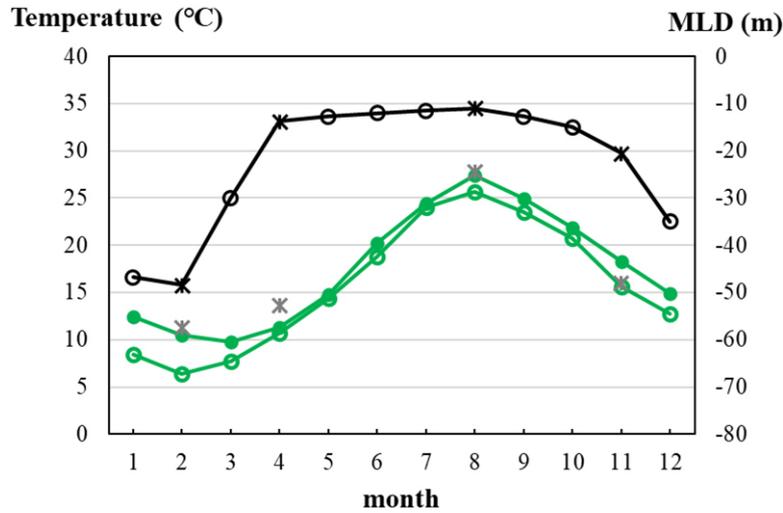


**Fig. 1.** Map of the study area showing (a) the four carbonate system cruises of February 2017, April 2018, August 2020, and November 2021, (b) a depth profile of the transect drawn in (a).

리도( $A_T$ )와 영양염을 분석하였다. 내려받은 해수 시료에는 염화수은( $HgCl_2$ )을 넣어 생물에 의한 변질을 방지하였으며, 밀봉하여 실험실로 운반하였다. 실험실로 운반한 시료는 VINDTA 3C와 coulometer를 사용하여 먼저  $C_T$  농도를 전량 분석하고 나서 전위차 적정법으로  $A_T$ 를 분석했다. SIO (Scripps Institution of Oceanography)에서 공급하는 Dickson의 인증표준물질(CRM)을 측정하고 시료를 반복 분석하여  $C_T$ 와  $A_T$  농도를 보정하고 분석 오차를 구했다.  $C_T$ 와  $A_T$  분석 자료는 CO2SYS MS Excel Program Developed for CO2 System Calculations (Pierrot *et al.*, 2006)를 써서 수온, 염분, 압력, 영양염 농도를 이용해 이산화탄소의 분압( $fCO_2$ )을 계산하였다. 영양염 농도는 영양염 자동 분석기(QuAAtro, SEAL Analytical)를 사용하여 질산염과 아질산염, 인산염, 규산염을 분석하였다.

## 2.2 월별 2-상자 총용존무기탄소 자료

관측한 네 계절별  $C_T$  자료는 각 시기의 전체 자료를 평균하여 표층과 심층의 월별 자료 중 일부로 사용하였다. 표층과 심층은 관측 시기의 혼합층 깊이(MLD)로 구분하였는데, 10 m 수심의 밀도와 차이가  $0.03 \text{ kg m}^{-3}$  이상 나기 시작하는 수심으로 정의하였다(de Boyer Montégut *et al.*, 2004). 플럭스의 연간 규모와 연속성을 추출하고자 직접 관측이 이루어지지 않은 나머지 8개월의 MLD는 Wang and Zhai(2021)의 월별 표층 수온 자료를 참고하여 경향에 맞추어 내삽해서 채웠다(Fig. 2).



**Fig. 2.** Monthly mixed layer depth (MLD) based on observation (black asteroids) and interpolated from the mean temperature trend from Wang and Zhai (2021) (black open circles). Temperature data for surface ocean were obtained from the monthly Marine Weather and Climate Info of the Korea Meteorological Agency (green open circles) and from the leodo and Gageo Reef Ocean Research Station of KHOA (green filled circles). Observed mean surface temperatures of four cruises are shown as grey asteroids.

**Table 1.** Composite monthly data of dissolved inorganic carbon ( $C_T$ ) concentration and inventory used for the 2-box model simulation

month	Surface Salinity	$C_T$ (mmol m <sup>-3</sup> )		MLD (m)	Inventory (mol C m <sup>-2</sup> )		
		Surface	Deep		Surface	Deep	Total
1	32.72	2140	2151	47.8	100	60	160
2*	33.10	2142	2140	48.4	104	57	161
3	33.45	2120	2136	30.0	64	104	168
4*	33.55	2100	2132	13.8	29	147	176
5	33.20	2060	2130	12.8	26	148	174
6	32.60	2011	2122	12.0	24	148	172
7	31.20	1966	2119	11.5	22	147	169
8*	30.06	1952	2117	11	21	144	166
9	30.40	1979	2125	12.8	25	137	162
10	31.20	2031	2145	15.0	30	130	160
11*	32.00	2111	2162	20.5	43	115	158
12	32.40	2134	2158	35.0	75	84	159

\*Data from this study, other data excerpted from the references (see text).

표층과 심층의 월별  $C_T$ 는 관측 평균값을 바탕으로 Xiong *et al.*(2020), Wang and Zhai(2021), Yu *et al.*(2022)의 황해 남부 월별 자료와 연중 월별 동향이 같다고 가정하고 값을 차용하여 자료를 합성했다. 월별 표층과 심층의 재고량은 각기 월별  $C_T$ 에 수층의 두께를 곱하여 moles C m<sup>-2</sup>로 환산하여 사용했다(Table 1). 계절별로 관측한 정점의 수와 위치가 정확히 같지 않기 때문에, 2-상자 모형에서 표층과 심층을 합한 전체 수심은 월별 변동성을 가진다. 전체 수심의 평균값을 사용한 경우,  $C_T$  재고량이 과대평가(평균 수심<실제 관측 수심)될 가능성이 있다. 월별  $C_T$  농도가 아닌, 농도에 수심을 나눈  $C_T$  재고량의 월별 변동성을 살펴봄으로써 이러한 오차의 가능성이 제거되었다.

### 2.3 2-상자 수지 모형

$C_T$ 의 수지 계산을 위하여 표층과 심층의 2-상자로 구성된 가장 단순한 모형을 설정했다(Fig. 3). Fig. 1에서의 관측한 전체 자료들을 평균낸 값을 사용하였기 때문에, 상자의 수평적인 경계는 따로 설정하지 않았다. 상자 연직 경계는 혼합층(MLD)으로 설정하고 깊이는 월별 자료에 맞춰 위아래로 움직이도록 했다. 따라서 MLD 이동은 표층과 저층을 혼합시켜서 상자의 재고량이 바뀌게 만들었다. 나머지 표층 상자의 유출입 플럭스로는 대기 유입과, 그리고 표층에서 심층으로 향하는 일방 흐름인 생물 펌프를 고려하였다. 강물을 통한 유입과 수평 이류에 의한 유출입은 남북으로 배치된 정점의 월별  $C_T$ 의 평균 농도에 반영되어 있다고 보아 별도로 고려하지 않았다. 연구 해역은 주로 자오선 방향의 해류에 의한 유출입이  $C_T$  수지에 영향을 주는데 성층기(4월~10월)에는 자오선 방향의 해류가 약해서(Fig. 1.1.4 of Ishizaka *et al.*, 2021) 가정에 큰 무리가 없다. 그러나 겨울철 혼합기(11월~3월)에는 북향하는 황해난류가 발달해서 가정에 위배된다. 관측 해역의 남북 방향 길이는 300 km (31.5-34.5°N) 규모로서 월간 해수의 순 이동 거리를 전부 포괄할 수 없기 때문이다. 다소 무리가 따르는 이러한 가정에 의해 발생하는 오류는 표층 수지를 맞출 때 설명되지 않는 부분인 잔여 플럭스(residual flux)에 반영된다고 보았고 그 크기에 대해서는 토의에서 다뤘다.

수지 모형에서 표층의 월평균  $C_T$  재고량은 전월 값에 유출입 플럭스를 가감하여 결정된다. 대기 이산화탄소의 유출입, 순군집 생산(~ 생물 펌프) 송출, 혼합층 두께의 변화에 의한 유출입을 고려했다. 이를 뺀 방정식으로 나타내면,

$$M_{CT\_surf}(t) = M_{CT\_surf}(t-1) + (f_{atm} + f_{mix} - f_{BP} + f_{residual}) \times \Delta t \tag{1}$$

식에서 M은  $mol\ m^{-2}$ 로 나타낸 재고량으로 t는 월을,  $\Delta t$ 는 1개월에 해당하고, f는  $mol\ m^{-2}\ month^{-1}$  단위를 가진 플럭스로서 첨자 atm, mix, BP, residual은 순서대로 대기 유입, 혼합 변동분, 생물 펌프와 설명되지 않은 잔여 플럭스를 가리킨다.

심층 상자의 플럭스로는 표층과의 혼합 플럭스, 생물 펌프와 표층에서 설명되지 않았던 잔여 플럭스 그리고 계 외부로 나가는 플럭스(대륙붕 펌프)를 고려하였다(Fig. 3). 표층의 송출 플럭스는 황해의 알짜 탄소 송출에 기여하지 않으므로 오로지

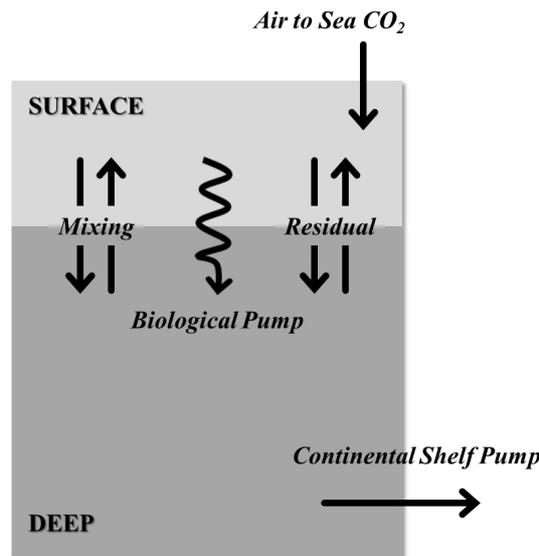


Fig. 3. A schema of 2-box  $C_T$  inventory model. The size of box is allowed to change according the monthly MLD variation. Arrows represent the corresponding flux.

심층에서만 발생하는 것으로 설정해서 대륙붕 펌프와 맥락을 같이 하게끔 설정했다. 외부 유출 플럭스는 황해저층냉수의 남진을 원인으로 보았는데 이에 의한 농도(재고량) 변동도 관측 자료에 이미 포함되어 있는 것으로 간주했다.

심층의 월평균  $C_T$  재고량도 표층과 같은 방식으로 나타내면,

$$M_{CT\_deep}(t) = M_{CT\_deep}(t-1) + (-f_{mix} + f_{BP} - f_{residual} - f_{out}) \times \Delta t \quad (2)$$

식에 입력값에 따라 값이 결정되는  $f_{out}$ 은 계의 외부, 즉 동중국해로 내보내는 플럭스를 가리킨다.

모형의 접근 방법은 표층과 심층에 있는  $C_T$ 의 월별 재고량을 재현하려면 각종 플럭스들이 어느 만큼 기여해야 하는지를 평가하는데 두었다.

### 2.3.1 대기 CO<sub>2</sub> 유입 플럭스

해수 내 이산화탄소 분압과 유사한  $fCO_2$  계산은 관측한 탄산염계 자료인  $C_T$ 와  $A_T$  자료를 기본으로 하였으며,  $C_T$ 와  $A_T$ 를 채수했을 때의 수온과 염분 자료를 함께 사용하였다. 계산한 표층  $fCO_2$ 를 이용해서 대기-해양 CO<sub>2</sub> flux를 계산하였다.

$$CO_2 \text{ flux } (mmol \ C \ m^{-2} \ d^{-1}) = 24 \times 10^{-2} \times k \times \alpha \times (fCO_2^{sea} - fCO_2^{air}) \quad (3)$$

여기서,  $k$ 는 gas transfer velocity ( $cm \ h^{-1}$ ),  $\alpha$ 는 CO<sub>2</sub> solubility ( $mol \ L^{-1} \ atm^{-1}$ )이며,  $fCO_2^{air}$ 는 410  $\mu atm$ 를 고정값으로 사용하였다. 2017-2021년 동안 대기 CO<sub>2</sub> 농도는 약 405에서 415 ppm으로 증가하였다([gml.noaa.gov/ccgg/trends](http://gml.noaa.gov/ccgg/trends)).  $\alpha$ 는 수온과 염분을 이용해서 계산했고(Weiss, 1974), gas transfer velocity는 다음 식을 사용해서 구했다(Wanninkhof, 2014).

$$k = 0.251 \times U_{10}^2 \times (Sc/660)^{-0.5} \quad (4)$$

$U_{10}$ 은 해수면 위 10 m에서의 풍속이다. 이 값은 공간 해상도가 0.25°인 ERA5 위성자료에서 123-128°E와 31-34.5°N 사이의 값을 평균해서 사용하였다.  $Sc$ 는 Schmidt number로서, 수온을 이용해서 계산하였다(Wanninkhof, 2014).

### 2.3.2 혼합 플럭스

월별 혼합층 두께 변화에 따라 수층의  $C_T$  재고량이 변한다. 이는 전월  $C_T$  농도에 혼합층 변동을 곱하여 구하였다.

$$f_{mix}(t) = C_T(t-1) \times (MLD(t) - MLD(t-1)) / 1000 / \Delta t \quad (5)$$

여기서 단위는  $mol \ C \ m^{-2} \ month^{-1}$ 이다.

### 2.3.3 생물 펌프 플럭스

표층의  $C_T$ 는 성층기에 낮고 혼합기에 높은 월별 분포를 보인다(Wang and Zhai, 2021; Yu *et al.*, 2022). 표층 분포의 수평 방향 차이가 수직 기울기에 비해 매우 작으므로 이류에 의한 영향을 일단 무시하면 변동은 강수에 의한 희석과 용해도 펌프

와 생물 펌프에 의해 발생한다고 해석할 수 있다. 강수에 의한 변동은 혼합층이 가장 깊게 발달한 2월의 염분 33.1에 대해 정규화하면 제거가 가능하므로 2.3.1절에서 구한 대기 CO<sub>2</sub> 유입 플럭스를 더해지면 생물 펌프의 크기를 대략 추정할 수 있다 (Lee, 2001). 이를 식으로 표현하면 다음과 같다.

$$BP(t) = (nC_{T\_surf}(t) - nC_{T\_surf}(t-1)) / \Delta t + f_{atm}(t) \quad (6)$$

BP(t)에 표층의 두께를 곱하여 표층에서 나가는 생물 펌프 플럭스(mol C m<sup>-2</sup> month<sup>-1</sup>)를 계산하였다.

$$f_{BP}(t) = BP(t) \times MLD(t) / 1000 \quad (7)$$

생물 펌프는 성층기인 7월부터 11월 사이에는 정규화한 표층의 C<sub>T</sub>가 증가 경향을 보임에 따라 음의 값을 출력한다. 이는 염분 0이면서 C<sub>T</sub>값이 0이 아닌 강물의 유입에 의해 생물 펌프가 가려지기 때문에 발생한다.

#### 2.3.4 잔여 플럭스

대기로부터의 CO<sub>2</sub> 유입, 혼합에 따른 C<sub>T</sub> 농도 변화, 생물 펌프 만으로는 C<sub>T</sub> 농도와 표층의 두께(MLD)로 예측한 월별 C<sub>T</sub> 재고량이 설명되지 않는다. 이러한 사실을 이용해 다음과 같이 잔여 플럭스를 구할 수 있다.

$$f_{residual}(t) = (M_{CT,surf}(t) - M_{CT,surf}(t+1)) / \Delta t + f_{atm}(t) + f_{mix}(t) - f_{BP}(t) \quad (8)$$

#### 2.3.5 계 외부로 나가는 플럭스(대륙붕 펌프)

월별 재고량이 매년 정상상태로 복귀하려면 초기상태에 대한 설정이 중요한데 계의 외부 송출을 평가하기 위해서 4개의 관측 중 물기둥의 C<sub>T</sub> 재고량이 최소에 이르는 11월을 기점으로 지정하였다(Table 1). 이 시기는 물기둥의 연중 연직 혼합이 시작되는 시기이다. 즉 11월 이후에는 계의 C<sub>T</sub> 총량이 증가했다가 정상상태 가정에 따라 11월에 다시 최소값으로 복귀하게 되므로 Table 1의 총 물기둥 월별 C<sub>T</sub> 재고량의 최댓값과 최솟값의 차분은 매년 황해 남부 경계에서 밖으로 내보내는 것으로 해석했다.

$$Continental\ Shelf\ Pump\ (mol\ C\ m^{-2}\ yr^{-1}) = \max\_M_{CT,total} - \min\_M_{CT,total} \quad (9)$$

여기서, max\_M<sub>CT,total</sub>는 총 물기둥 C<sub>T</sub> 재고량의 최댓값을, min\_M<sub>CT,total</sub>은 최솟값을 가리킨다.

## 3. 결과 및 고찰

### 3.1 수문학적 매개변수와 탄산염계 특성

연구 해역은 질량 수지의 기점으로 채택한 2월 하순경에 수온이 약 9-13°C로 가장 낮고 좁은 범위의 분포를 보였으며, 염분 또한 32.4-34.0으로 가장 좁은 범위의 값을 보였다(Fig. 4). 그리고 밀도 또한 약 0.5 이내로 전 수층에서 차이가 가장 적었으

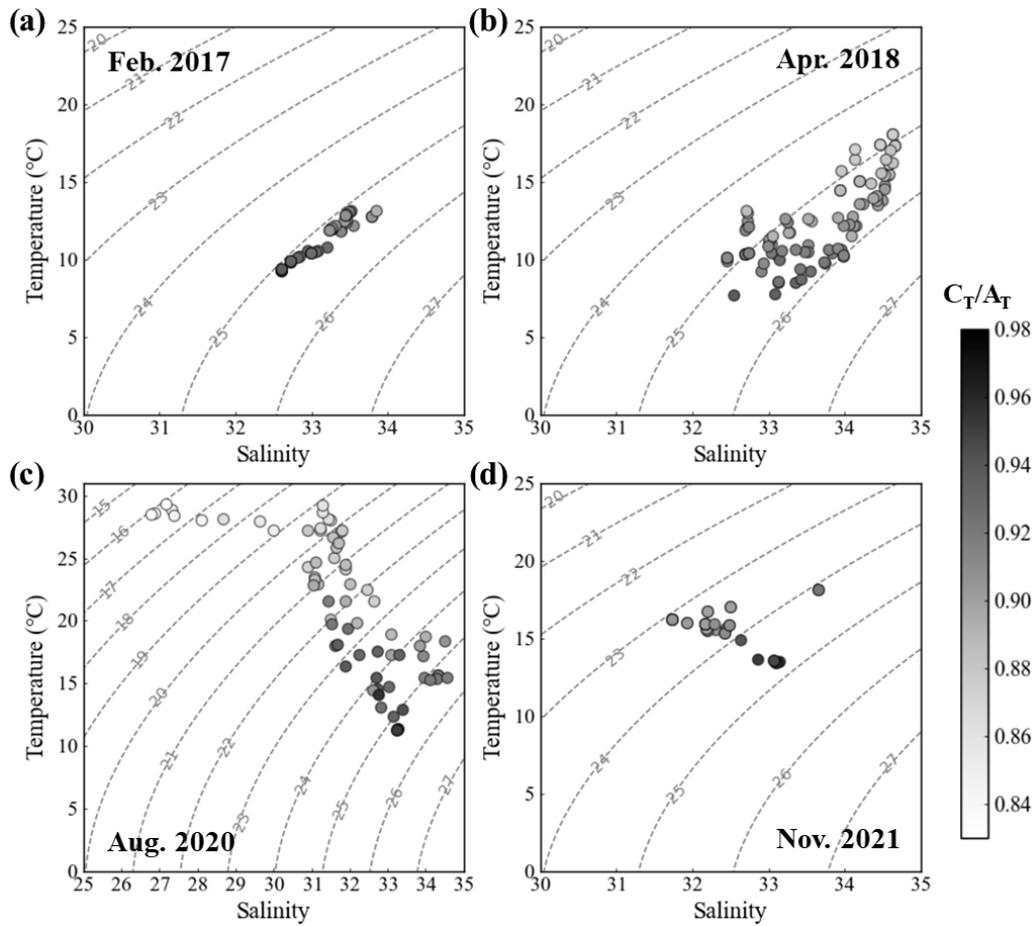


Fig. 4. Temperature-salinity diagram with  $C_T/A_T$  ratio shown in grey scale, (a) Feb. 2017, (b) Apr. 2018, (c) Aug. 2020, and (d) Nov. 2021.

며 이는 혼합이 가장 활발하다는 것을 보인다. 성층이 강하게 발달한 8월에는 밀도의 변동이 크다. 이때 최고 수온과 최저 염분이 관측되었다. 혼합층은 4월부터 10월까지 15 m 이내 두께로 얇게 유지되는데 반해 11월부터 3월까지의 혼합이 활발해서 30 m 보다 깊게 발달한다.

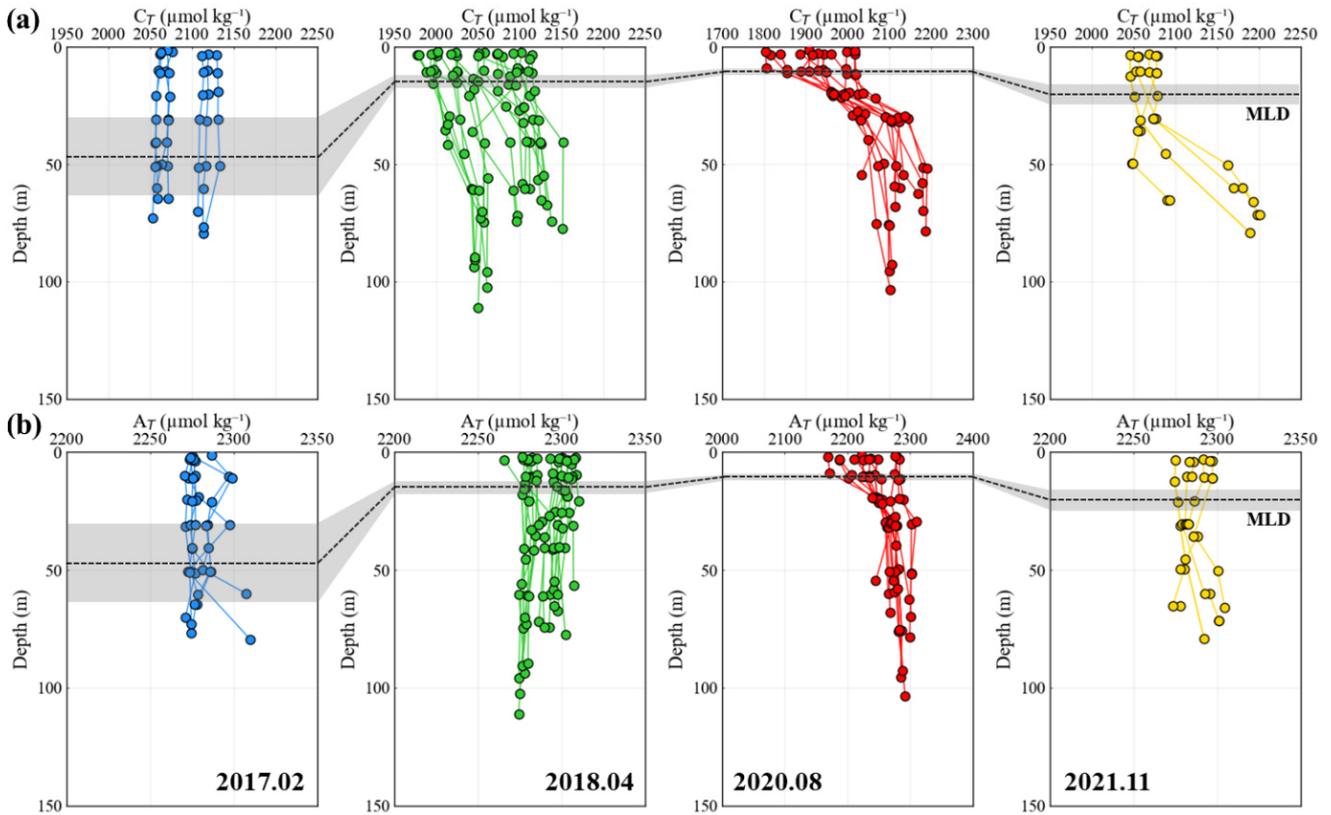
용존무기탄소( $C_T$ )는 표층에서 수온과 역상관 관계를 보여서 8월에  $1916 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 가장 낮고 2월에  $2088 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 가장 높다(Fig. 5). 심층  $C_T$ 의 농도는 표층에 비해 늘 높으며 월 변화는 표층과 대체로 비슷하되 최댓값은 실측한 11월에  $2110 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 나타났다.

측정한  $C_T$ 와  $A_T$ 는 MLD가 알아지는 8월에 표층에서 낮아지지만  $C_T$ 가  $A_T$  보다 더 크게 낮아진다(Fig. 5). 심층에서도 성층이 강한 시기에  $C_T$ 와  $A_T$  모두 낮아졌다.  $C_T$ 와  $A_T$ 로 계산한  $f\text{CO}_2$ 는 4월에 표층과 심층에서 모두 각각 약 318과 353  $\mu\text{atm}$ 으로 관측 시기 중 가장 낮은 값을 보였다. 이를 토대로 탄산계의 농도의 월별 변화 추세를 MLD와 매우 양호한 음의 상관관계를 가진다고 추론할 수 있다.

### 3.2 2-상자 내부 플럭스

#### 3.2.1 혼합 플럭스

표층의  $C_T$  농도는 일년내내 심층보다 낮다(Fig. 5(a)). 따라서 혼합은 항상 표층  $C_T$ 의 농도를 높이고 반대로 심층의 농도를

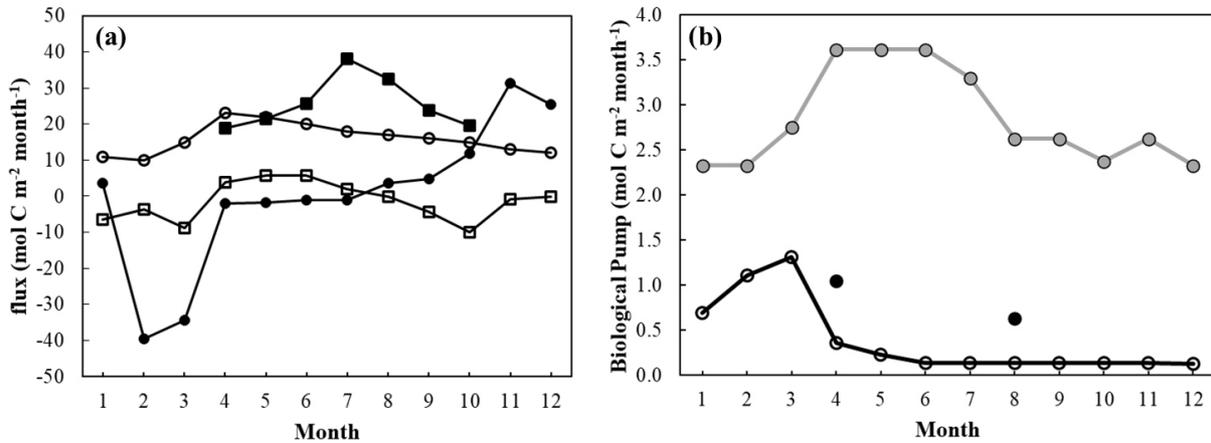


**Fig. 5.** Vertical profiles of (a) dissolved inorganic carbon ( $C_T$ ; upper panels) and (b) titration alkalinity ( $A_T$ ; lower panels) of four cruises. Dotted black lines with gray bars represent the mixed layer depth and range.

낮춘다. 혼합층 깊이가 깊어지면 심층의  $C_T$ 가 표층으로 유입되는 것이므로 표층 재고량이 증가하는 플릭스가 발생한다. 반대로 혼합층 깊이가 얕아지면 표층에서 심층으로  $C_T$ 가 유입된다. 혼합층 두께의 연중 변동은 약 35 m에 이르기 때문에 평균 수심의 절반 정도에 이를 정도로 크다(Fig. 5). 그리고 표층과 심층 사이에  $C_T$ 의 농도차가 늘 있기 때문에 혼합층 변동에 따라 연직으로 수송되는  $C_T$ 의 플릭스는 계의 내부 플릭스 가운데 가장 큰 비중을 차지한다.

월별 MLD 추정에서 4월 관측 시기의 MLD가 알리게 계산되었는데, 이 시기에 관측된 표층 수온이 평년값과 가까운지 확인하기 위해 여러 기관에서 제공하는 해수면 온도를 같이 살펴보았다(Fig. 2). 기상청에서 제공하는 해양 기상 자료 중 2017년부터 2021년까지 5년간의 월별 평균 해수면 온도를 사용하였으며, 같은 기간에 해양과학기지인 신안가거초와 이어도에서 관측한 월별 수온 자료의 평균값은 해양조사원(Korea Hydrographic and Oceanographic Agency; KHOA)에서 제공하는 값을 사용하였다. 그 결과, 대체적으로 관측한 표층 수온이 두 월별 5개년 평균 해수면 수온과 유사하였지만, 2018년 4월에 관측된 표층 온도는 약  $14^{\circ}\text{C}$ 로 월별 5개년 평균 해수면 온도보다 약간 높고 Wang and Zhai(2021)에서의 4월 수온인 약  $8^{\circ}\text{C}$ 보다도 높았다. 관측 평균 수온이 높기 때문에, MLD 또한 알리게 계산되었다.

혼합 플릭스는 MLD가 급격히 변동하는 시기에 크다. 표층으로의 플릭스는 혼합층이 깊어지는 11월에서 12월 사이에 약  $+31 \text{ mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ 로 가장 크다. 심층으로의 플릭스는 혼합층이 급격히 얕아지는 2월에서 3월 사이에 약  $-39 \text{ mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ 로 가장 크다(Fig. 6(a), Appendix Table 1).



**Fig. 6.** Model simulated monthly flux ( $\text{mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ ) due to (a) vertical mixing (filled circle), air to sea  $\text{CO}_2$  invasion  $\times 100$  (open circle), residual flux  $\times 10$  (open square), and continental shelf pump  $\times 10$  (filled square). Positive value designates influx to surface and vice versa in mixing and air to sea  $\text{CO}_2$  invasion, and efflux from surface in residual. In continental shelf pump, positive value designates efflux from the system. (b) is monthly biological pump (black open circles). Net community production (NCP) data of Lee et al., 2021 and unpublished data is shown as two filled circles. Grey circles represent a monthly primary productivity in the southwestern Yellow Sea (data from Tan and Shi, 2006).

### 3.2.2 대기 유입 플럭스

2, 4, 8, 11월의 풍속은 각각 약 8, 6.4, 6.7, 7.2  $\text{m s}^{-1}$ 로 2월에 가장 쎄다. 하지만, 4월에 표층  $f\text{CO}_2$ 가 약 318  $\mu\text{atm}$ 으로 대기를 약 410  $\mu\text{atm}$ 라고 가정했을 때, 해양-대기  $f\text{CO}_2$  차이가 가장 컸다. 4개의 관측 시기 동안 모두 대기로부터 표층으로  $\text{CO}_2$ 가 유입되며, 4월에 약 8  $\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 로 가장 많이 유입된다. 동중국해 북부에서는 일년에 약 2  $\text{mol C m}^{-2}$ 의  $\text{CO}_2$ 가 표층으로 유입된다. 계산 값은 4개의 관측 시기에 계산된 표층으로 흡수되는 대기  $\text{CO}_2$  플럭스(Table 2)를 적분했다.

이러한 값은 황해 북부, 남부, 전체에 비해서는 큰 값이다(0.8  $\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Xu et al., 2016); 1  $\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Choi et al., 2019); 0.5  $\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Wang and Zhai, 2021). 하지만 동중국해에서 연구된 이전 논문과는 비등한 값이다(북부: 2.2  $\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Kim et al., 2013); 전역: 1.8  $\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Tseng et al., 2014); 2.5  $\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Guo et al., 2015); 1.5  $\text{mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Song et al., 2018).

### 3.2.3 생물 펌프

표층에서 유기탄소 형태로 심층으로 침강하는 플럭스를 순군집생산(net community production: NCP)로 추정했다. 이는 표층  $C_T$ 를 염분에 대해 정규화시켜서 증발과 강수에 의한 효과를 제거하고 나서 그 값의 월변동에서 추정했다. 염분에 의한 정규화를 위한 월 평균 표층 염분 분포는 관측 염분을 바탕으로 Kim et al.(2020), Xiong et al.(2020), Wang and Zhai(2021) 논문을 참고하여 합성하였다. 최고 염분은 4월 말에 약 33.6, 최저 염분은 8월 중순에 30였다.

생물 펌프의 크기는 12월에서 6월 사이에 0.1-1.3  $\text{mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$  범위로 산출되었다(Fig. 6(b)). 그런데 주로 성층기인

**Table 2.** Air to sea  $\text{CO}_2$  flux based on Wanninkhof (2014) algorithm

	2017.02	2018.04	2020.08	2021.11
$U_{10}$ (wind speed) ( $\text{m s}^{-1}$ )	$8.1 \pm 0.7$	$6.4 \pm 0.5$	$6.7 \pm 0.6$	$7.2 \pm 0.5$
Air to sea $\text{CO}_2$ Flux ( $\text{mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ )	$3.3 \pm 7.1$	$7.7 \pm 2.6$	$5.7 \pm 6.5$	$4.4 \pm 1.4$

7-11월 사이에서는 염분 정규화한 표층  $C_T$ 가 증가 추세를 보여서 음의 값을 보이기 때문에 사용한 계산식으로는 값을 산출할 수 없다. 따라서 이 시기에는 6월의 낮은 값이 유지될 것이라 가정하고 연간 생물 펌프를  $4.7 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 추정하였다.

상자모형으로 추정된 생물 펌프의 불확실성을 보이고자 Fig. 6(b)에 두 실측 자료를 함께 제시했다. 점선 월별 자료는 중국 측 동중국해 북부의 일차생산력 자료이고(Tan and Shi, 2006), 점은 동해역의 4월(Lee *et al.*, 2021)과 8월의 순군집생산 측정 자료이다(이인희, 미발표 자료). 북동중국해역에서 일차생산은  $34 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로서 이번 추정값은 이의 약 15%에 해당한다. 즉 일차생산의 15%가량이 심층으로 이동한다면 모형과 같은 플럭스로 계산된다. 그런데 4월과 8월의 측정 자료는 각기  $1.05$ 와  $0.63 \text{ mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ 로서 상자 모형의 결과보다 확연하게 커서 생물 펌프가 실제로는 더 클 수 있음을 시사한다. 이번 연구 결과를  $4\text{-}5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 제시했는데 참값은  $10 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  수준에 가까울 수 있다.

### 3.2.4 잔여 플럭스

표층  $C_T$  재고량에는 여전히 모형에서 고려한 플럭스로 설명이 되지 않는 잔여분이 존재한다(Fig. 6(a), Appendix Table 1). 이를 해소하기 위해서는 표층과 심층 차이의 잔여 플럭스의 도입이 불가피하다. 잔여 플럭스의 크기는 월별로  $0.02$ 에서  $1 \text{ mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$  범위로 나타나서 일단 그 크기는 만족스럽게 작다. 성층기인 4월에서 8월까지의 대체로 양의 값을 보여서 표층에서 나가야 하는 플럭스가 빠져거나 과소평가 되었음을 지적한다. 크기와 방향으로 보았을 때 가장 적절한 후보는 생물 펌프의 과소평가이다. 저염수의 유입에 의한 희석 또한 비슷한 효과를 초래할 수 있지만 시기가 일부만 맞아서 가능성은 낮아 보인다.

혼합이 왕성한 시기인 동계에 플럭스가 음의 값을 보여 표층  $C_T$  재고량은 혼합 플럭스와 대기 유입 플럭스 외에 추가적인 공급원이 존재할 가능성을 내비치는데 그 크기가 큰 시점이 MLD의 변동이 심한 달과 대체로 일치해서 MLD 추정에 내포된 오류에서 비롯되었을 가능성도 있다. 또 다른 가능성은 탄산염 펌프이다. 탄산염 펌프는 표층에서 탄산염 광물이 형성되어 심층으로 침강하면서 발생하는데, 이는 생물펌프와 반대로  $C_T$ 가 심층에서 표층으로 향한다.

## 3.3 계의 송출 플럭스(대륙붕 펌프)

표층과 심층 간의 플럭스 외에도 심층에서 외부로 나가는 추가적인 플럭스가 필요하며, 이는 물 기둥에 들어있는  $C_T$ 의 월별 재고량으로 계의 송출량을 추정할 수 있다. 물기둥  $C_T$ 의 재고량은 11월에 약  $158 \text{ mol C m}^{-2}$ 의 최저에서 4월에 약  $176 \text{ mol C m}^{-2}$ 으로 최고에 이른다(Fig. 7, Table 1). 연간 변동이 정상상태에 있다고 가정하면 차분에 해당하는  $18 \text{ mol C m}^{-2}$ 이 4월부터 10월 사이에 계의 밖으로 송출되어야 한다(Fig. 6(a)). 이 기간은 성층이 강화된 시기로서 이 기간에 황해저층냉수가 남진하는 것으로 알려져 있다(Jang *et al.*, 2011). 10월부터 4월까지의 송출이 없는데 이는 겨울철 순환 양상으로 바뀐에 따라 황해 난류가 북상하면서 황해저층냉수의 남진이 저지되기 때문이라 여겨진다. 또한 이 기간에 물기둥의  $C_T$  재고량은 증가하는데 이는 대기 유입과 육상기원 공급이 송출되지 않고 축적된 결과로 해석된다. 축적에 의한 증가와 송출에 의한 감소의 월별 양상은 황해의 해류 양상(Fig. 1.1.2 of Ishizaka *et al.*, 2021)과 대체로 부합한다.

송출 플럭스는  $18 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 으로서 이 플럭스가 수심에 비례한다고 가정하면 동중국해 북부와 황해 경계를 가로지르는 단면에 대한 개략적인 크기를 누적 송출량에 수심에 따른 척도인자를 곱해서 구할 수 있다. MLD의 연평균 깊이는 약  $22.5 \text{ m}$ 이므로 단면에서 수심  $22.5 \text{ m}$ 가 넘는 면적만을 대상으로 구한 척도인자의 값은  $2.36$  (Fig. 1(b)의 수심 단면도에서 회색부분을 1로 봤을 때 단면 면적)  $\times 90 \text{ m}$  (회색 부분 평균 수심)  $\times 95 \text{ km}$  (= 경도  $1^\circ$ )이다.  $20 \text{ m}$ 와  $25 \text{ m}$ 에 대해서도 값을 구해 불확실도로 제시하였다. 계산 결과는  $0.36 \pm 0.003 \times 10^9 \text{ mol C yr}^{-1}$  또는  $4.32 \pm 0.04 \times 10^9 \text{ g C yr}^{-1}$ 으로 산출되었다.

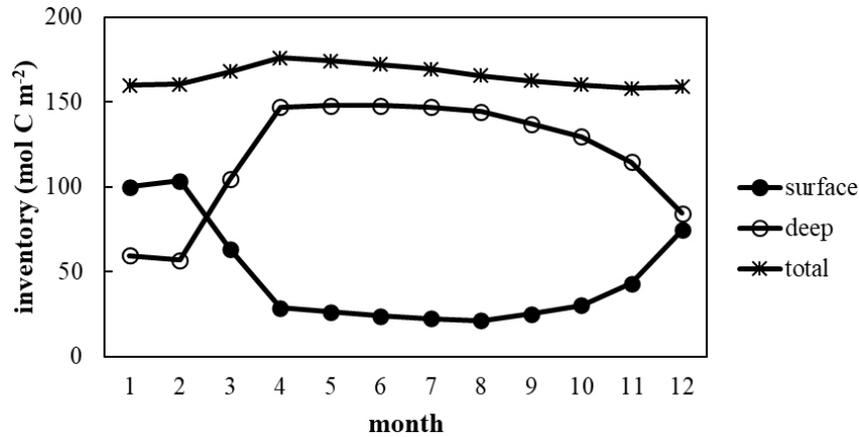


Fig. 7. Monthly  $C_T$  inventory in the surface (filled circle), deep (open circle) and water column (asteroids).

Tsunogai *et al.*(1999)이 제시한 동중국해의 송출률은  $35 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 으로서 이번 모형 결과는 이 보다 여섯 배 가량 큰  $216 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 이다. Tak *et al.*(2022)이 3차원 황해 해수 순환 모형을 사용해서 제시한 황해 남부의 동쪽에서부터 서쪽까지 질산염의 외부 송출량은  $24 \times 10^9 \text{ mol N yr}^{-1}$ 으로서 이를 레드필드 비(C:N = 117:16; Anderson and Sarmiento, 1994)를 적용하여 탄소로 환산한  $177 \times 10^9 \text{ mol C yr}^{-1}$ 은 이번 결과보다 오백 배 가까이 크다. 두 비교에서 드러났듯이 모형의 인자화와 경계 조건에 따라 크게 상이한 값이 도출된다. 실제로는 모형에서 내보낸 양의 일부만이 동중국해를 거쳐 최종적으로 원양에 도달하게 될 것이고 이번 연구 지역이 황해 중앙의 가장 깊은 골을 포함하고 있기 때문에 척도 인자가 과대 평가되었다면 모형의 결과는 Tsunogai *et al.*(1999)의 결과에 더 가까워진다. 이러한 과대 평가에는 탄소가 퇴적되어 사라짐으로써 계의 외부로 나가는 것도 포함될 수 있다.

모형이 오류에 의한 플럭스를 고려하지 않았기 때문에 결과는 오류를 포함한다, 연구 해역에서 공간적 분포차가 뚜렷할 수록 오차는 커지게 된다. 다만 지역 평균값을 사용했기 때문에 오류에 의한 효과는  $C_T$ 의 재고량에 얼마간 반영되어 있다. 향후 월별 관측 자료가 축적되거나 시계열 자료가 확보된 연후에 3차원 유동 모형을 운용하게 되면 오류에 의한 오차를 줄일 수 있을 것이다.

### 3.4 불확실성

모형이 추구하는 구성 요소의 단순화와 구성 요소끼리의 상호작용에 대한 여러 가정들은 자체로 불확실성을 제공하며 이는 상자 모형의 경우에 특히 심하다. 따라서 미분방정식으로 기술된 연속 모형의 도입만이 불확실도의 크기를 크게 줄일 수 있다. 하지만 자료가 부족하고 상호작용이 불확실한 경우에는 연속 모형 또한 정확한 결과를 도출한다는 보장은 없다. 이것이 뺨방정식을 사용한 상자 모형을 사용한 데에 대한 당위성을 부여한다.

이류를 무시한 점, 대기 유입 플럭스 계산의 내재적인 불확실성, 생물 펌프의 과소평가 가능성이 결과에 불확실성을 유발하는 요인이다. 자료 부족을 극복하기 위해 수행한 월별자료 합성도 불확실성의 커다란 원인을 제공한다. 여름철 다량 유입되는 장강희석수에 의해 표층의  $C_T$  재고량이 낮아지고 수평 적인 농도 차이가 커져서 이류가 발생할 수 있다. 하지만 관측된 전체 해역에 대한 평균값을 사용함으로써 이 요인이 어느정도 반영되었으며, 잔여 플럭스의 표층에서 나가는 부분 중 일부가 수평 이류에 의한 것일 가능성이 있다. 표층과 심층의 농도 차에 의한 연직 이류는 혼합에 의한 플럭스에 비하면 그 크기가 아주 작기 때문에 무시하였다.

모형 결과에서 혼합 플럭스가 가장 크게 기여한다는 것에 근거하면 MLD 추정이 가장 큰 불확실성을 제공한다고 판단된다. 따라서 MLD가 가장 크게 변하는 성층의 시작과 파괴가 일어나는 시기에 대한 보다 집중적인 관측이 필요하다. 모형에 사용한 가정들이 모두 같은 방향의 오류를 발생시키지 않는다면 일부는 상쇄되므로 참값에서 크게 벗어나지 않게 된다.

MLD를 수온약층의 중간 값으로 정의를 한다면, 22.5 m였던 기존의 MLD는 42 m로 깊어진다(Appendix Table 2). 이 때, 계의 외부로 나가는 송출 플럭스는 약  $17 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 차이가 크지 않게 산출된다(Appendix Table 3). 다만 수층의 두께가 달라졌기 때문에, 계의 내부 플럭스가 전반적으로 바뀌게 된다. 혼합 플럭스는 시기는 유사하지만, 표층으로 들어오고 나가는 플럭스의 크기가 각각  $10 \text{ mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$  과  $-23 \text{ mol m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ 으로 감소한다. 대기 유입 플럭스 또한 크기가 감소하여 약  $1.5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 가 표층으로 유입된다. 생물 펌프 플럭스는  $6.5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 증가하였지만 그 크기는 여전히  $10 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  이하로 실측값에 비해 작다. 이에 반해 잔여 플럭스가 이전 보다 50% 이상 증가하였기 때문에, MLD는 수온약층의 중간 깊이가 아닌 밀도로 정의한 표층을 사용하는 것이 더 균형이 이루어진 수지를 제시한다.

여러 불확실성을 고려하면 이번에 시도한 단순 상자 모형은 자릿수 정도로 어림수를 제공하는데 그칠 수밖에 없다. 보다 정교한 수치 모형으로 개량하기 위해서는 국제공동연구를 포함한 자료의 축적과 3차원 연속 순환 모형의 도입을 필요로 한다. 자료의 관점에서는 MLD의 변동이 큰 시기에 대한 집중적인 관측이 필요하다. 불확실성이 큰 생물 펌프를 정량화하기 위해서는 생물 생산과 생지화학 추적자 접근의 협력이 절실하다. 황해 난류의 지속 시기와 유량에 대한 정량적인 정보는 황해 내부의  $C_T$ 를 위시한 생지화학 물질 수지에 크게 기여할 것으로 전망한다.

## 4. 요약

사용한 단순한 2-상자 모형은 모형에 내재한 여러 제약에도 불구하고 이미 발표된 탄소 플럭스들과 대동소이한 규모를 가진 범위를 재현했다. 이번 모의 실험으로 찾아낸 황해 남동부 용존무기탄산계의 특성을 간추리면 아래와 같다.

- 표층의  $C_T$  농도는 여름에 낮고 겨울에 높아서 온도와 역상관 관계를 보인다. 반면에 심층의  $C_T$  농도는 황해난류의 진입이 시작되기 직전인 11월에 가장 높다.
- 물기둥의  $C_T$  재고량은 11월에 가장 적고 4월에 최고에 이른다. 이는 황해저층냉수가 남쪽으로 이동하는 것과 관련이 있어 보인다. 저층 냉수의 남진이 끝날 무렵에 낮고 다시 개시되면서 높아지는 것은 황해가 동중국해로  $C_T$ 를 송출함을 지시한다. 모의 결과에 따른 송출 플럭스의 크기는  $0.36 \pm 0.003 \times 10^9 \text{ mol C yr}^{-1}$  또는  $4.32 \pm 0.04 \times 10^9 \text{ g C yr}^{-1}$ 이다. 다만 동중국해를 거쳐야 외해로 진출할 수 있으므로 대륙붕 펌프의 개념에 적합한 플럭스는 이보다 훨씬 작을 것이다.
- $C_T$ 의 농도(재고량)를 변동시키는 주요인은 MLD의 커다란 변동에 따른 연직 혼합으로 드러났다. 이 모의 실험에서 고려된 다른 플럭스에 비해 최소 10배 이상으로 월등하게 크다.
- 용해도 펌프는 해수가 대기  $\text{CO}_2$ 를 연중 흡수할 잠재력을 보임에도 불구하고 현재 널리 쓰이는 방법으로 추정했을 때  $2 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  수준이었다. 추정 방법에 따른 불확실도로 두서너 배의 오차를 허용하더라도 다른 플럭스에 비교해 가장 작다.
- 생물 펌프는 용해도 펌프에 비해 훨씬 효율적으로  $C_T$ 를 분배하는 기능을 수행한다. 모의에 적용한 방법으로는  $5 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  미만으로 추정되었는데 기존 연구 결과와 대비시켜 보았을 때  $10 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  수준에 이를 것으로 판단된다.
- 모의 실험 결과는 지구 온난화 등으로 황해/동중국해의 경계에서 성층/혼합의 강도와 지속 시기가 달라지게 되면 계의  $C_T$  농도 분배와 송출 플럭스에서 커다란 변화가 있을 것임을 시사한다.

## 사 사

이 연구는 부산대학교 기본연구지원사업(2년)의 지원을 받아 수행되었습니다.

## 참고문헌(References)

- Anderson, L.A. and J.L. Sarmiento, 1994. Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **8**(1): 65-80.
- Bakker, D.C.E., B. Pfeil, C.S. Landa, N. Metzl, K.M. O'Brien, A. Olsen, K. Smith, C. Cosca, S. Harasawa, S.D. Jones, S. Nakaoka, Y. Nojiri, U. Schuster, T. Steinhoff, C. Sweeney, T. Takahashi, B. Tilbrook, C. Wada, R. Wanninkhof, S.R. Alin, C.F. Balestrini, L. Barbero, N.R. Bates, A.A. Bianchi, F. Bonou, J. Boutin, Y. Bozec, E.F. Burger, W.J. Cai, R.D. Castle, L. Chen, M. Chierici, C. Kim, W. Evans, C. Featherstone, R.A. Feely, A. Fransson, C. Goyet, N. Greenwood, L. Gregor, S. Hankin, N.J. Hardman-Mountford, J. Harlay, J. Hauck, M. Hoppema, M.P. Humphreys, C.W. Hunt, B. Huss, J.S.P. Ibáñez, T. Johannessen, R. Keeling, V. Kitidis, A. Körtzinger, A. Kozyr, E. Krasakopoulou, A. Kuwata, P. Landschützer, S.K. Lauvset, N. Lefèvre, C.L. Monaco, A. Manke, J.T. Mathis, L. Merlivat, F.J. Millero, P.M.S. Monteiro, D.R. Munro, A. Murata, T. Newberger, A.M. Omar, T. Ono, K. Paterson, D. Pearce, D. Pierrot, L.L. Robbins, S. Saito, J. Salisbury, R. Schlitzer, B. Schneider, R. Schweitzer, R. Sieger, I. Skjelvan, K.F. Sullivan, S.C. Sutherland, A.J. Sutton, K. Tadokoro, M. Telszewski, M. Tuma, S.M.A.C. van Heuven, D. Vandemark, B. Ward, A.J. Watson and S. Xu, 2016. A multi-decade record of high quality  $f\text{CO}_2$  data in version 3 of the Surface Ocean  $\text{CO}_2$  Atlas (SOCAT). *Earth System Science Data*, **8**(2): 383-413. DOI: 10.5194/essd-8-383-2016.
- Chen, C.-T.A., T.-H. Huang, Y.-C. Chen, Y. Ba, X. He and Y. Kang, 2013. Air – sea exchanges of  $\text{CO}_2$  in the world's coastal seas. *Biogeosciences*, **10**(10): 6509-6544. DOI: 10.5194/bg-10-6509-2013.
- Choi, Y., D. Kim, S. Cho and T.-W. Kim, 2019. Southeastern Yellow Sea as a sink for atmospheric carbon dioxide. *Mar. Poll. Bull.*, **149**: 110550. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2019.110550.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A.S. Fischer, A. Lazar and D. Iudicone, 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, **199**: C12003. DOI: 10.1029/2004JC002378.
- Global Carbon Project, 2022. Carbon budget and trends 2021.
- Guo, X.-H., W.-D. Zhai, M.-H. Dai, C. Zhang, Y. Bai, Y. Xu, Q. Li and G.-Z. Wang, 2015. Air-sea  $\text{CO}_2$  fluxes in the East China Sea based on multiple-year underway observations. *Biogeosciences*, **12**(18): 5495-5514. DOI: 10.5194/bg-12-5495-2015.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2021. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, In press. DOI:10.1017/9781009157896.
- Ishizaka, J., G. Kim, J.H. Lee, S.M. Liu, F. Yu and J. Zhang (Eds.), 2021. *Oceanography of the Yellow Sea and East China Sea*. PICES Sci. Rep. No. 62. North Pacific Marine Science Organization, Sidney, BC, Canada, 298 pp.
- Jang, S.-T., J.H. Lee, C.-H. Kim, C.J. Jang, and Y.S. Jang, 2011. Movement of cold water mass in the Northern East China Sea in summer. *The Sea*, **16**(10): 1-13 (in Korean with English abstract).
- Kim, D., S.-H. Choi, J.H. Shim, K.-H. Kim and C.-H. Kim, 2013. Revising the seasonal variations of sea-air  $\text{CO}_2$  fluxes in the northern East China Sea. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **24**(3): 409-419. DOI: 10.3319/TAO.2012.12.06.01(Oc).
- Kim, D.-W., Y.-J. Park, J.-Y. Jeong and Y.-H. Jo, 2020. Estimation of hourly sea surface salinity in the East China Sea using geostationary ocean color imager measurements. *Remote Sensing*, **12**(5): 755. DOI: 10.3390/rs12050755.

- Lee, I., D. Hahm, D. Shin, C.-S. Hong, S. Nam, G. Kim and T. Lee, 2021. Determination and uncertainty of spring net community production estimated from O<sub>2</sub>/Ar measurements in the northern East China Sea and southern Yellow Sea. *Continent. Shelf Res.*, **230**: 104570.
- Lee, K., 2001. Global net community production estimated from the annual cycle of surface water total dissolved inorganic carbon. *Limnol. Oceanogr.*, **46**(6): 1287-1297. DOI: 10.4319/lo.2001.46.6.1287.
- Park, K.-A., J.-E. Park, B.-J. Choi, S.-H. Lee, E. Lee, D.-S. Byun and Y.-T. Kim, 2014. Schematic maps of ocean currents in the Yellow Sea and the East China Sea for science textbooks based on scientific knowledge from oceanic measurements. *J. Korean Soc. Ocean.*, **22**(4): 151-171. DOI: 10.7850/jkso.2017.22.4.151 (in Korean with English abstract).
- Pierrot, D., E. Lewis and D.W.R. Wallace, 2006. MS excel program developed for CO<sub>2</sub> system calculations. Technical Report. Carbon Dioxide Inf. Anal. Cent. Oak Ridge Natl. Lab., U.S. DOE, Oak Ridge, Tenn.
- Rhein, M., S.R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R.A. Feely, S. Gulev, G.C. Johnson, S.A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L.D. Talley and F. Wang, 2013. Observations: Ocean. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds Stocker, T. F. et al.), Cambridge University Press, 2013.
- Roobaert, A., G.G. Laruelle, P. Landschützer, N. Gruber, L. Chou and P. Regnier, 2019. The spatiotemporal dynamics of the sources and sinks of CO<sub>2</sub> in the global coastal ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, **33**(12): 1693-1714. DOI: 10.1029/2019GB006239.
- Song, J., B. Qu, X. Li, H. Yuan, N. Li and L. Duan, 2018. Carbon sinks/sources in the Yellow and East China Seas-Air-sea interface exchange, dissolution in seawater, and burial in sediments. *Sci. China Earth Sci.*, **61**. DOI: 10.1007/s11430-017-9213-6.
- Tak, Y.-J., Y.-K. Cho, J. Hwang and Y.-Y. Kim, 2022. Assessments of nitrate budgets in the Yellow Sea based on a 3D physical-biogeochemical coupled model. *Front. Mar. Sci.*, **8**: 785377. DOI: 10.3389/fmars.2021.785377.
- Takahashi, T., S.C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R.A. Feely, B. Hales, G. Friederich, F. Chavez, A. Watson, D.C.E. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, C. Sabine, M. Hoppema, J. Olafsson, T.S. Arnarson, B. Tilbrook, T. Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, H.J.W. De Baar, Y. Nojiri, C.S. Wong, B. Delille and N.R. Bates, 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea – air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep Sea Res. Part II*, **56**(8-10): 554-577. DOI: 10.1016/j.dsr2.2008.12.009.
- Tan, S. and G. Shi, 2006. Satellite-derived primary productivity and its spatial and temporal variability in the China seas. *J. Geograph. Sci.*, **16**(4): 447-457.
- Tseng, C.-M., P.-Y. Shen and K.-K. Liu, 2014. Synthesis of observed air-sea CO<sub>2</sub> exchange fluxes in the river-dominated East China Sea and improved estimates of annual and seasonal net mean fluxes. *Biogeosciences*, **11**: 3855-3870. DOI: 10.5194/bg-11-3855-2014.
- Tsunogai, S., S. Watanabe and T. Sato, 1999. Is there a “continental shelf pump” for the absorption of atmospheric CO<sub>2</sub>? *Tellus B.*, **51**(3): 701-712. DOI: 10.1034/j.1600-0889.1999.t01-2-00010.x.
- Wang, S. and W. Zhai, 2021. Regional differences in seasonal variation of air-sea CO<sub>2</sub> exchange in the Yellow Sea. *Continent. Shelf Res.*, **218**: 104393. DOI: 10.1016/j.csr.2021.104393.
- Wanninkhof, R., 2014. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited. *Limnol. Oceanogr. Methods*, **12**: 351-362. DOI: 10.4319/lom.2014.12.351.
- Weiss, R.F., 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.*, **2**: 203-215.
- Xiong, T., Q. Wei, W. Zhai, C. Li, S. Wang, Y. Zhang, S. Liu and S. Yu, 2020. Comparing subsurface seasonal deoxygenation and acidification in the Yellow Sea and northern East China Sea along the north-to-south latitude gradient. *Front. Mar. Sci.*, **7**: 686. DOI: 10.3389/fmars.2020.00686.
- Xu, X., K. Zang, H. Zhao, N. Zheng, C. Huo and J. Wang, 2016. Monthly CO<sub>2</sub> at A4HDYD station in a productive shallow marginal sea (Yellow Sea) with a seasonal thermocline: Controlling processes. *J. Mar. Syst.*, **159**: 89-99. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2016.03.009.

- Xue, L., L. Zhang, W.-J. Cai and L.-Q. Jiang, 2011. Air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in the southern Yellow Sea: An examination of the continental shelf pump hypothesis. *Continent. Shelf Res.*, **31**: 1904-1914. DOI: 10.1016/j.csr.2011.09.002.
- Xue, L., M. Xue, L. Zhang, T. Sun, Z. Guo and J. Wang, 2012. Surface partial pressure of CO<sub>2</sub> and air-sea exchange in the northern Yellow Sea. *J. Mar. Syst.*, **105-108**: 194-206. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2012.08.006.
- Yang, M., T.J. Smyth, V. Kitidis, I.J. Brown, C. Wohl, M.J. Yelland and T.G. Bell, 2021. Natural variability in air – sea gas transfer efficiency of CO<sub>2</sub>. *Sci. Rep.*, **11**: 13584. DOI: 10.1038/s41598-021-92947-w.
- Yu, S., T. Xiong and W. Zhai, 2022. Quasi-synchronous accumulation of apparent oxygen utilization and inorganic carbon in the South Yellow Sea Cold Water Mass from spring to autumn: the acidification effect and roles of community metabolic processes, water mixing, and spring thermal state. *Front. Mar. Sci.*, **9**: 858871. DOI: 10.3389/fmars.2022.858871.

## Appendix

**Appendix Table 1.** Simulated fluxes ( $\text{mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ ) from the 2-box  $C_T$  inventory model

Month	mixing	air to sea $\text{CO}_2$	biological pump	continental shelf pump	residual
1	3.6	0.11	0.7		-0.7
2*	-39.4	0.1	1.1		-0.4
3	-34.3	0.15	1.3		-0.9
4*	-2.1	0.23	0.4	1.9	0.4
5	-1.7	0.22	0.2	2.2	0.6
6	-1	0.2	0.1	2.6	0.6
7	-1	0.18	0.1	3.8	0.2
8*	3.7	0.17	0.1	3.2	0.0
9	4.8	0.16	0.1	2.4	-0.4
10	11.8	0.15	0.1	2.0	-1.0
11*	31.3	0.13	0.1		-0.1
12	25.4	0.12	0.1		0.0

**Appendix Table 2.** Composite monthly data of dissolved inorganic carbon ( $C_T$ ) concentration and inventory used for the 2-box model simulation; mixed layer depth defined as the intermediate depth between the upper and lower thermocline

month	Surface Salinity	$C_T$ ( $\text{mmol m}^{-3}$ )		MLD (m)	Inventory ( $\text{mol C m}^{-2}$ )		
		Surface	Deep		Surface	Deep	Total
1	32.70	2140	2150	53.2	113.8	45.8	159.6
2*	33.09	2145	2127	57.4	123.1	37.4	160.5
3	33.70	2125	2127	46.5	98.8	68.9	167.7
4*	33.90	2087	2128	35.7	74.5	100.2	174.7
5	33.60	2065	2136	35.3	72.9	100.2	173.1
6	33.10	2033	2144	34.9	71	100.3	171.3
7	32.10	2012	2152	34.5	69.4	99.6	169.1
8*	31.36	2002	2161	34.0	68.1	97.4	165.5
9	31.50	2025	2173	36.5	73.9	88.7	162.6
10	31.80	2065	2185	40.5	83.6	76.3	159.9
11*	32.15	2115	2196	45.1	95.4	62.6	158
12	32.55	2134	2173	49.1	104.8	54.3	159.1

\*Data from this study, other data excerpted from the references (see text).

**Appendix Table 3.** Simulated fluxes ( $\text{mol C m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ ) from the 2-box  $C_T$  inventory model.; mixed layer depth defined as the intermediate depth between the upper and lower thermocline

Month	Mixing	air to sea $\text{CO}_2$	biological pump	continental shelf pump	residual
1	9	0.08	0.2		-0.35
2*	-23.4	0.08	1.2		-0.17
3	-23	0.16	2.7		-1.19
4*	-0.8	0.24	1.8	1.6	-0.75
5	-0.8	0.2	0.1	1.8	1.21
6	-0.8	0.16	0.04	2.2	0.85
7	-1	0.12	0.04	3.5	0.42
8*	5.4	0.09	0.04	2.9	-0.39
9	8.7	0.09	0.04	2.7	-0.98
10	10.1	0.09	0.04	1.9	-1.64
11*	8.8	0.09	0.04		-0.56
12	8.9	0.09	0.4		-0.44