「The Sea」 Journal of the Korean Society of Oceanography Vol. 18, No. 4, pp. 266 — 276, November 2013 http://dx.doi.org/10.7850/jkso.2013.18.4.266

Free Access | Review |

해양 생물 펌프가 대기 중 이산화탄소에 미치는 영향 그리고 기후 변동과의 연관성

권은영*·조양기¹ 서울대 해양 연구소 ¹서울대 지구환경과학부

The Impact of the Oceanic Biological Pump on Atmospheric CO₂ and Its Link to Climate Change

EUN YOUNG KWON* AND YANG-KI CHO1

Research Institute of Oceanography, Seoul National University
¹School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University

바다-육지-대기로 이루어진 기후 시스템에서 가장 큰 탄소의 저장고는 바다이다. 바다가 대기로부터 탄소를 흡수하는 주요 수단은 생물 활동에 의한 것으로서, 광합성에 의해 유기 물질로 동화된 탄소가 해저로 침강하고 분해되는 과정에서 깊은 바다물은 탄소를 축적하게 된다. 이러한 탄소 수송 작용을 생물 펌프라 부르며, 해수면 탄소 농도를 낮춤으로써 대기 중 이산화탄소 분압을 낮은 상태로 유지해주는 중요한 기작이다. 생물 펌프에 의해 해저에 축적된 탄소는 해양 순환에 의해 해수면에 돌아오고, 해양-대기 기체 교환에 의해 대기로 배출된다. 바다가 대기와 소통하는 이산화탄소의 양은 과거 빙하기-간빙기 기후 변동과 관련하여 과거 수십만년동안 대기 중 이산화탄소 분압변화에 주도적인 역할을 하여 온 것으로 알려져 있다. 본 논문에서는 바다에서 일어나는 탄소 순환을 간단하게 소개하고, 해양 순환의 변화가 어떻게 탄소 순환을 변형시키고, 대기 중 이산화탄소에 영향을 미치는지를 기후 변동의 관점에서 살펴보고자 한다.

The ocean is the largest reservoir of carbon in the climate system. Atmospheric CO_2 is efficiently transferred to the deep ocean by a process called the biological carbon pump: photosynthetic fixation of CO_2 at the sea surface and remineralization of sinking organic carbon at depths are main causes for the vertical contrast of carbon in the ocean. The sequestered carbon to the deep ocean returns to the sea surface by ocean circulation. Part of the upwelled CO_2 leaks into the atmosphere through air-sea gas exchange. It has been suggested that the air-sea partitioning of carbon has varied in concert with the glacial-interglacial climate variations, due partly to changes in ocean circulation. In this review paper, we briefly summarize key concepts of the oceanic carbon pump. We also discuss the response of the air-sea carbon partitioning to change in ocean circulation in the context of the glacial-interglacial climate change.

Key words: carbon cycle, ocean circulation, biological carbon pump, climate change, ocean biogeochemistry model

들어가는 말

지구 탄생 이래 자연 상태에서 변화를 겪어온 전 지구 탄소 순환은, 산업 혁명 이후 화석 연료 사용으로 방출된 과량의 이산화 탄소(anthropogenic CO_2)에 의해 최근 급격한 변화를 겪고 있다. 과량의 이산화탄소는 대기, 해양, 육지에 분배되고 축적되어 왔다.

대기 중에 축적된 이산화탄소는 지구 온난화(global warming)와 기후 변화(climate change)의 직접적인 원인이 되고, 바다에 흡수된 이산화탄소는 해양 산성화(ocean acidification)를 유발시키며생태계를 위협하고 있다. 인류 문명에 의해 변형되어 온 탄소 순환(carbon cycle)을 정확히 진단하고 미래의 변화를 예측하기 위해서는 탄소 순환의 기본을 알아야 한다. 특히, 바다는 전 지구 시스템에서 암석 다음으로 가장 큰 탄소의 저장고에 해당하며, 수천년에서 수십 만년 사이의 시간 규모를 가지고 전 지구 탄소 순환 변화를 일으키는 주요 요인으로 알려져 있다(Sigman and Boyle, 2000).

Received June 24, 2013; Revised September 22, 2013; Accepted November 6, 2013 *Corresponding author: ekwon76@snu.ac.kr

바다 내부로의 산소 유입은 표층에서 일어나는 광합성(photosynethesis) 작용과 대기-해양 기체 교환(air-sea gas exchange)을 통해 이루어진다. 이로 인해, 대기와 접하는 혼합층(mixed layer)에서는 산소 농도가 높다. 이처럼 산소가 풍부한 혼합층의 물은 수괴 형 성(water mass formation)과 해양 순환(ocean circulation)에 의해 바다 내부로 유입된다. 유입된 산소는 바다 속 생물체 호흡 작용 에 의해 끊임없이 소모된다. 따라서 해수의 용존 산소 농도를 측 정해보면, 해수면을 떠난 시간이 오래되지 않은 젊은 물일수록 산 소의 함량이 높은 반면, 오래된 물일수록 산소의 양은 적다(Broecker and Peng, 1982). 바다물에 녹아 있는 용존 무기 탄소(Dissolved Inorganic Carbon)의 분포는 대체로 산소와는 반대의 양상을 보인 다. 즉 젊은 물일수록 탄소의 농도가 낮은 반면, 오래된 물일수록 탄소의 농도는 높다(Fig. 1). 이는 바다 속에 서식하는 생물체들이 호흡을 통해 산소를 소모하고 그 산물로서 이산화탄소를 배출하 기 때문이다. 깊은 바다 속에 축적된 탄소는 해양 순환과 혼합 작 용(mixing)에 의해 결국 해수면으로 용승(upwell)되고, 그 일부는 대기 중으로 배출된다. 얼마나 많은 이산화탄소가 대기 중으로 배 출 되느냐에 따라 대기 중 이산화탄소 기체의 분압(pCO₃)이 변한다 (Sarmiento and Toggweiler, 1984; Knox and McElroy, 1984; Siegenthaler and Wenk, 1984).

전지구 대양에서 일어나는 탄소 순환에 대한 국제적 관심은 1980 년대부터 본격적으로 시작되었으며, 현재 빠르게 성장하고 있는 연구 분야 중 하나이다. 이러한 국제적인 동향에 합류할 수 있는 기반을 마련하고자, 본 논문에서는 바다에서 일어나는 탄소 순환의 기본적인 개념들을 기후 변동의 관점에서 간단히 소개하고자한다. 특히, 해양의 생지화학 순환(ocean biogeochemical cycles)

을 이해하는데 중요한 펌프 이론을 설명하고, 해양 순환이 어떻게 대기 중 이산화탄소 분압에 영향을 미치는지 살펴본다. 그리고 과거 빙하기(glacial)-간빙기(interglacial) 탄소 순환의 변동을 설명하고자 제안된 중요한 가설과 기작(mechanism)에 대해 소개한다. 가능한 쉽고 명료하게 지구 규모의 탄소 순환에 대해 소개함으로써 국내 학자와 학생들의 관심을 불러 일으키고자 함이 본 리뷰 논문의 목적이다. 본 논문에서 소개한 선행 연구들은 수많은 관련 논문들의 극히 일부분임을 밝힌다. 더 폭넓은 소개는 Sigman and Boyle (2000)와 Sarmiento and Gruber (2006)을 참고하기 바란다.

해양 탄소 펌프 - 용해도 펌프와 생물 펌프

대기 중 이산화탄소(CO₂) 기체가 바다 물에 녹으면, 용존 무기 탄소¹(Dissolved Inorganic Carbon: DIC)가 된다. 전 지구 해양에 서 용존 무기 탄소의 분포를 살펴보면, 크게 두 가지 특징을 발견 할 수 있는데, 첫째는 해수면에서 심해로 갈수록 용존 무기 탄소의 농도가 높아진다는 사실이고, 둘째는 북대서양(North Atlantic)의 새로 형성된 물에 비해 북태평양(North Pacific)의 오래된 물이 더 많은 용존 무기 탄소를 함유하고 있다는 사실이다(Key et al., 2004; Fig. 1).

용존 무기 탄소 농도의 수심에 따른 수직적인 변화를 설명하기 위한 기본 기작으로서 "탄소 펌프(carbon pump)" 이론이 도입되었다(Volk and Hoffert, 1985). 탄소 펌프는 탄소를 해수면에서 해 저로 수송하는 작용들을 일컫는데, 크게 두 가지 형태의 펌프로 나눌 수 있다. 해양 생물체를 매개로 하는지 물리적 현상들을 매개로 하는지에 따라, "생물 펌프(biological pump)"와 "용해도 펌

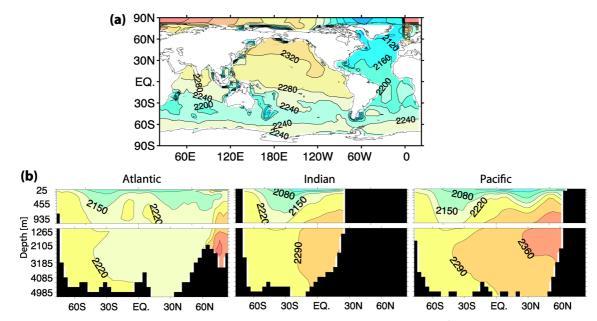


Fig. 1. The distribution of Dissolved Inorganic Carbon (DIC) in the global ocean. Unit in μmol kg⁻¹. (a) Depth-averaged concentrations of DIC. (b) Zonally-averaged concentrations of DIC along the Atlantic, Indian and Pacific Oceans. The observed data is from the Global Ocean Data Analysis Project (Key *et al.*, 2004). This figure is reproduced from Kwon and Primeau (2008).

¹용존 무기 탄소(Dissolved Inorganic Carbon; DIC)는 바다물에 녹아 있는 무기 탄소 종들의 집합체를 의미한다. 즉, 이산화탄소 기체가 물에 녹은 형태인 탄산(H₂CO₃), 중탄산염(HCO₃), 탄산염(CO₃)을 총체적으로 지칭하는 용어이다. DIC=[H₂CO₃]+[HCO₃⁻²].

프(solubility pump)"로 나뉜다. 이들 탄소 펌프는 해수면의 탄소를 깊은 바다에 운반함으로써 수직적인 농도 차이(vertical gradient)를 만든다. 이 작용이 전 지구 해양 순환과 결부되어 대양간 용존 무기 탄소 농도의 차이가 형성된다(Fig. 1). 즉, 북대서양과 남빙양(Southern Ocean)에서 새로 형성된 물이 북태평양으로 흐르면서 점차적으로 더 많은 양의 탄소를 심층에 축적하여 탄소의 농도가증가한다(Broecker and Peng, 1992).

해수에 얼마나 많은 이산화탄소 기체가 용해되는지 그리고 추후 해수 순환에 의해 어떻게 전대양에 분포하게 되는지와 관련된 작용이 용해도 펌프이다. 이산화탄소와 같은 기체는 고위도의 차가운 물에 더 잘 녹기 때문에, 고위도의 차가운 물이 저위도의 따뜻한 물보다 더 많은 양의 탄소를 함유한다. 고위도 혼합층에 녹은 이산화탄소는 밀도가 큰 차가운 물의 침강 작용에 의해 바다내부로 유입되고 심해류를 따라 전 대양에 분포한다. 이는 생물펌프에 비해 비효율적이기는 하지만, 해수면의 이산화탄소를 심해로 운송하는 중요한 기작 중 하나이다(Murnane et al., 1999).

생물 펌프는 바다 생물의 광합성 작용과 분해 작용에 의해 결정된다. 우선, 해수면에서 서식하는 식물 플랑크톤은 용존 무기 탄소와 햇빛을 이용해 광합성을 하고 그 산물로서 유기 탄소(organic carbon)를 만들어 낸다. 생성된 유기 탄소는 먹이 시슬에 의해 먹히고 분해되어 결국에는 바다 내부에서 무기 탄소로 변환 (remineralization)된다(Buessler et al., 2007). 특히, 비교적 크고무거운 입자성 유기 탄소는 중력에 의해 심해로 침강하게 된다. 이렇게 눈처럼 내리는 유기 탄소 입자(marine snow)는 해저 생물의 먹이가 되고 해저 생태계를 유지하는 역할을 한다. 또한 탄소를 수직으로 이동시킴으로써 대기 중 이산화탄소 분압을 낮추는 가장 효과적인 기작으로 작용한다. 해저 생물은 섭취한 유기탄소를 산화시키고 이산화탄소를 배출하는데, 호흡에 의해 발생한 이산화탄소는 용존 무기 탄소 형태로 심해수에 저장된다. 이러한 생물펌프가 대기 이산화탄소에 어떠한 영향을 미치는지에 따라 다음의 두 분류로 나눌수 있다.

생물 펌프 - 유기 탄소 펌프와 탄산염 펌프

생물 활동에 의한 탄소 수송 과정인 생물 펌프는 해수면에 녹아 있는 용존 무기 탄소의 농도를 낮추는 반면, 심해에 녹아 있는 용존 무기 탄소의 농도를 높인다. 이러한 수직 운반 작용은 대기의 이산화탄소 분압을 낮추는 역할을 하지만, 해수면의 탄소 농도를 낮춤에도 불구하고 대기 중 이산화탄소 분압을 오히려 높이는 작용도 있다. 이를 구분하기 위해, 생물 펌프는 유기 탄소 펌프(soft-tissue pump)와 탄산염 펌프(hard pump 혹은 carbonate pump)로 나뉜다(Volk and Hoffert, 1985; Fig. 3). 유기 탄소 펌프는 생물펌프를 대표하는 기작으로 대기 중 이산화탄소 분압을 낮춘다. 반면, 탄산염펌프는 해수면의 알칼리도²(Alkalinity; 염기성도라고도부름)를 함께 낮춤으로써 해수의 탄소 함유 능력을 저하시킨다(Volk and Hoffert, 1985; Fig. 2). 용존 무기 탄소가 한 단위(one unit) 감소할 때마다 알칼리도는 두 단위(two units) 감소하기 때문에 알칼리도가 대기 중 이산화탄소 분압에 미치는 영향이 더 크다.

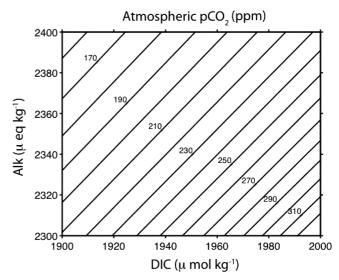


Fig. 2. Atmospheric CO_2 concentration in ppm as a function of DIC and alkalinity. Temperature and salinity are fixed at 20 °C and 35 psu. Calculated using the seawater carbonate chemistry in Millero (1995) and Zeebe and Wolf-Gladrow (2001).

탄산염 펌프와 관련된 생물체들은 해수에 녹아 있는 탄산염 (CO3²)을 이용하여 탄산칼슘(CaCO3) 성분의 몸골격을 만든다. 해수에 녹아 있는 탄산염의 감소로 인해, 해수면에서의 탄소 종들 (carbon species=CO2(aq)+HCO3+CO3²)간의 불균형이 발생하고, 새로운 평형 상태로의 화학 반응이 발생하여 이산화탄소 기체가 발생한다(Fig. 3). 이는 해수면의 이산화탄소 분압을 높이게 되고 결국 분압차에 의해 이산화탄소 기체가 대기로 방출하게 된다. 한편, 해수면에서 심해로 침강하는 탄산칼슘은 산성도(acidity)가 높은 심해수에서 칼슘과 탄산염으로 용해된다. 이 작용은 심해수의 알칼리도를 높이는 반면, 해수면의 알칼리도를 낮춘다. 결과적으로 탄산염 펌프는 대기 중 이산화탄소 분압을 높이기 때문에 역탄소 펌프(carbon counter pump)라고 부르기도 한다(Volk and Hoffert, 1985; Sarmiento and Gruber, 2006).

탄산칼슘 골격을 만드는 생물체들은 바다 생태계 전체에서 소수이다. 즉, 생물에 의한 탄산칼슘 생산량은 유기 탄소 생산량의약 10% 미만이다(Yamanaka and Tajika, 1996; Sarmiento et al., 2002; Jin et al., 2006; Kwon and Primeau, 2008). 그럼에도 불구하고 전 지구 대양에서 유기 탄소 펌프에 의해 발생한 탄소(C_{soft})와 탄산염 펌프에 의해 발생한 탄소(C_{carb})양을 적분해보면, 총 탄산염 펌프-기원의 탄소 양이 유기 탄소 펌프-기원의 탄소 양의약 33%에 해당한다(Kwon et al., 2011; 두개의 탄소 성분의 분포는 Fig. 4 참고). 생산량에 비해 저장률이 높은 이유는 탄산칼슘이용해되는 수심이 유기 탄소가 분해되는 수심에 비해 더 깊기 때문이다(Yamanaka and Tajika, 1996; Kwon and Primeau, 2008). 깊은 바다 물일수록 해수면에 돌아오는데 더 오랜 시간이 걸리고,이는 긴 체류 시간을 의미하기 때문에 저장량=생산량x체류시간의관계에 의해 전 지구 바다는 무시하지 못할 정도의 탄산염 펌프-기원의 탄소를 함유하고 있다. 특히, 탄산염의 순환은 해수 알칼

^{&#}x27;알칼리도(Alkalinity: Alk)는 산을 중화시키는 능력의 척도를 나타내는 용어이다. 이 논문에서는 좁은 의미에서의 탄산 알칼리도로 정의하여 중탄산염과 탄산염, 그리고 질산염으로 구성된 하나의 물질로 취급한다. 단, 질산염의 추가는 알칼리도를 낮추기 때문에 부호는 반대이다. Alk=[HCO₁]+2[CO₂²]-[NO₃].

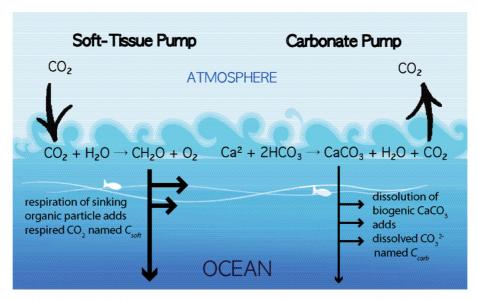


Fig. 3. Schematics illustrating the biological carbon pump. The biological carbon pump can be divided into the soft-tissue pump and the carbonate pump, depending on the their impact on atmospheric CO_2 concentration. The soft-tissue pump tends to reduce atmospheric CO_2 by lowering surface dissolved inorganic carbon, while the carbonate pump tends to raise atmospheric CO_2 by lowering surface alkalinity. The soft-tissue pump dominants the biological carbon pump. Organic particles produced at the sea surface sink and become remineralized (respired) back to inorganic form at depths, which is referred to as C_{soft} in this study. A fraction of marine organisms can produce $CaCO_3$ hard shells and skeletons. The biogenic $CaCO_3$ sinks into the ocean's interior and dissolves into the deep water as dissolved CO_3 , which is referred to as C_{carb} in this study. While remineralization occurs mainly in the upper water column where bacterial respiration rate is high, dissolution of $CaCO_3$ occurs in the deeper water column where waters are corrosive enough to dissolve sinking $CaCO_3$ particles.

리도 분포에 큰 영향을 주기 때문에 탄산염 펌프는 대기 중 이산 화탄소 분압의 변화에 중요한 역할을 한다(Brewer *et al.*, 1975).

탄산염 펌프, 즉 탄산칼슘의 순환은 전지구 기후 변화 관점에서 아주 중요하다. 탄산칼슘의 용해도(solubility)는 해수의 산성도에 민감하다. 최근 화석연료의 사용으로 과량의 이산화탄소가 바다에 유입되면서, 전지구 해양의 산성도를 높이고 있다. 연안 용승(coastal upwelling)이 일어나는 해안가나 바람에 의한 용승(wind-driven upwelling)이 활발한 남빙양(Southern Ocean)은 자연 상태에서도 다른 해역에 비해 산성도가 높은 지역들인데, 최근 바다가 흡수한 과량의 이산화탄소의 유입으로 산성도가 더욱 높아진 것으로 보고되고 있다(Feely et al., 2008). 이는 탄산칼슘 골격을 만드는 생물종의 생산성을 저하시킬 뿐 아니라, 이미 형성된 탄산칼슘 골격을 부식시키는 등 해양 생태계에 위협을 가하고 있다.

생물 펌프가 대기에 미치는 영향

생물 펌프가 대기 중 이산화탄소 분압에 미치는 영향을 정량적으로 살펴보고자 한다. 아래, 유도된 수식들은 Kwon et al.(2011)에서 이미 소개 되었는데, 해양 탄소 순환을 이해하는데 기본이라생각하여, 이 논문에서 다시 소개하고자 한다. 바다에서 탄소와 관련된 화학 작용들은 대체로 단순해서 선형 방정식(linear equation)을이용해 표현할 수 있다(Ito and Follows, 2005; Marinov et al., 2008; Kwon et al., 2011). 육상에서 일어나는 탄소 순환을 무시하고, 해수면의 수온과 염분이 일정하다고 가정했을 때, 대기 중이산화탄소 분압의 변화는 바다물의 알칼리도 또는 용존 무기 탄소 농도의 변화에 기인한다. 이를 수식으로 표현하면 다음과 같다.

$$\Delta pCO_2^{atm} = \Delta pCO_2^{atm} \Big|_{Alk} + \Delta pCO_2^{atm} \Big|_{DIC} \tag{1}$$

여기서, pCO_2^{atm} 는 대기 중 이산화탄소 분압을 나타내며, 산업혁명 이전의 대기 중 이산화탄소 농도는 280 ppm이다. $\Delta pCO_2^{atm}|_{Alk}$ 는 해수에 녹아 있는 탄소가 일정하다는 가정하에, 알칼리도가 변함에 따라 변하게 되는 대기 중 이산화탄소 분압을 나타내고, $\Delta pCO_2^{atm}|_{DIC}$ 는 해수에 녹아 있는 알칼리도가 일정하다는 가정하에 탄소 농도 변화에 의해 변하게 되는 대기 중 이산화탄소 분압을 나타낸다. 이두 개 값은 질량 보존 법칙을 이용하여 아래와 같이 유도할 수 있다. 바다와 대기의 탄소 총 양은 다음과 같이 나타낼수 있다.

$$C_{total} = M_a p C O_2^{atm} + M_o (\overline{C_{soft}} + \overline{C_{carb}} + \overline{C_{sat}} + \overline{C_{diseg}})$$
 (2)

 M_a 는 대기중 공기 분자의 총 개수를 나타내며, M_o 는 바다물 전체 질량을 나타낸다. C_{sofr} C_{carb} , C_{sar} C_{diseq} 는 바다물 속에 녹아 있는 탄소를 편의상 네개의 성분으로 나눈 것인데, 각각은 생물체 호흡 작용으로 바다물에 누적된 탄소, 생물체를 구성하는 탄산칼슘이 용해되어 발생한 탄소(즉, 탄산염, CO_3 을 이루고 있는 탄소)(Fig. 4), 대기 중 이산화탄소 농도와 평형 상태일 때 예상되는 용존 무기 탄소, 대기-해수면 기체 교환의 비평형으로 발생하는 탄소이다. 여기에서 탄소 농도의 단위는 mol kg^{-1} 이며, '-'는 각각의 공간적 평균 농도를 나타낸다. 수식 (2)가 의미하는 것은 바다-대기 시스템에 존재하는 총 탄소의 양은 대기 중 기체로 존재하는 탄소와 바다 물에 녹아 있는 총 탄소의 합과 같다는 것이다.

위 수식에서 탄소의 재분배가 이루어진다고 가정을 해보자. 총 질량은 보존되므로, 대기에서 변화한 양은 바다에서 변화한 양과 동일해야 하며, 이를 수식으로 나타내면 다음과 같다.

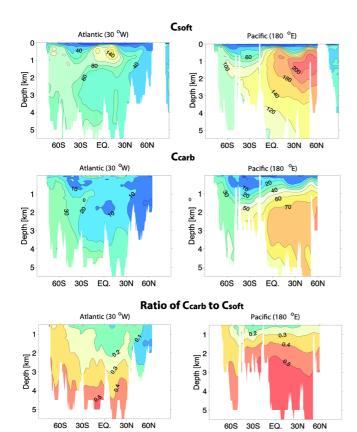


Fig. 4. The distribution of two biological components (C_{soft} and C_{carb}) of DIC along the vertical cross-sections of the Atlantic (30°W) and the Pacific (180°E). C_{soft} represents the carbon respired from sinking organic particles and results from the soft-tissue pump. The distribution of C_{soft} is obtained using Apparent Oxygen Utilization (AOU) data and the stoichiometry ratio of carbon to oxygen. C_{carb} represents the carbon dissolved from biogenic CaCO₃ particles and results from the carbonate pump. The distribution of C_{carb} is obtained using alkalinity data, AOU data and the stoichiometry ratio of nitrogen to oxygen. The bottom two panels show the ratio of C_{carb} to C_{soft} . This figure is from Kwon *et al.* (2011).

$$M_a \Delta p C O_2^{atm} \Big|_{DIC} = -M_o \left(\Delta \overline{C_{soft}} + \Delta \overline{C_{carb}} + \Delta \overline{C_{sat}} + \Delta \overline{C_{diseq}} \right)$$
 (3)

여기에서 탄소 순환과 관련된 중요한 화학 용어인 러벨 상수(Revelle factor; R_C)를 소개하고자 한다. 평형 상태에서 대기 중 이산화탄소 분압의 변화는 해수면의 탄소 농도 변화에 비례하는데, 이 비례 상수를 러벨 상수라고 부른다(Takahashi $et\ al.$, 1980). 이를 수식으로 나타내면,

$$\frac{\Delta p C O_2^{atm}}{p C O_2^{atm}} |_{DIC} \approx R_C \frac{\Delta \overline{C}_{sat}}{\overline{C}_{vot}}$$
(4)

수식 (4)를 수식 (3)에 대입하여 정리하면 다음과 같다.

$$\left(M_a + \frac{M_o \overline{C_{sat}}}{R_C \cdot pCO_2^{atm}} \Delta pCO_2^{atm} \right|_{DIC} = -M_o \left(\Delta \overline{C_{soft}} + \Delta \overline{C_{carb}} + \Delta \overline{C_{diseq}}\right) \tag{5}$$

위 수식의 좌변에 있는 항은 $M_a\!\!\left(1\!+\!rac{M_o\overline{C_{sat}}}{M_a\!\cdot\!R_C\!\cdot\!pCO_2^{atm}}\!\right)$ 와 같으며,

 $\frac{M_o \overline{C_{sat}}}{M_a \cdot R_C \cdot pCO_2}$ >>1이기 때문에 1을 무시할 수 있다(Ito and Follows, 2005). 1을 무시하고 좌변의 항을 정리하면, $\left(M_a + \frac{M_o \overline{C_{sat}}}{R_C \cdot pCO_2^{atm}}\right)$ 는 $\frac{M_o \overline{C_{sat}}}{R_C \cdot pCO_2}$ 이 된다. 이제 수식 (5)는 다음과 같이 단순화하여 나타 낼수 있다.

$$\frac{\Delta p C O_2^{atm}|_{DIC}}{p C O_2^{atm}} = -\frac{R_C}{C_{vot}} \left(\Delta \overline{C_{soft}} + \Delta \overline{C_{carb}} + \Delta \overline{C_{diseq}} \right) \tag{6}$$

실제 바다에서 비평형에 의한 탄소 성분은 다른 성분들에 비해 값이 작기 때문에 ΔC_{diseq} 를 무시하여, 대기 중 이산화탄소 분압이 변화하는 비율을 유기 탄소 펌프와 탄산염 펌프 결과 발생한 탄소들의 함수로 다음과 같이 나타낼수 있다.

$$\frac{\Delta p C O_2^{atm}|_{DIC}}{p C O_2^{atm}} = -\frac{R_C}{\overline{C}_{cot}} (\Delta \overline{C}_{soft} + \Delta \overline{C}_{carb})$$
 (7)

알칼리도 변화에 의한 대기 중 이산화탄소 분압의 변화도 탄소의 경우와 마찬가지로 유도할 수 있다. 바다물의 총 알칼리도는 생물 활동과 상관 없이 해수에 의해 순환(preformed)하는 성분과 생물 활동에 의해 순환하는 성분으로 나눌 수 있다. 특히, 생물 펌프가 해수의 알칼리도에 영향을 주는 경로는 두가지이다. 하나는 탄산염 펌프에 의해 추가되는 탄산염이 알칼리도를 두배로 높이는 경로이고, 다른 하나는 유기 탄소 펌프에 의해 추가된 질산염이 알칼리도를 낮추게 되는 경로이다. 이를 수식으로 표현하면,

$$Alk_{total} = M_o(\overline{Alk_{pref}} + 2\overline{C_{carb}} - r_{N:C}\overline{C_{soft}})$$
(8)

여기서, $r_{N:C}$ 는 유기물 조성비를 표현하는 Redfield 비율(Redfield, 1958)을 나타내고 $r_{N:C}C_{soff}$ 는 유기물이 분해될 때 해수에 추가되는 질산염의 양이다.

해양의 총 알칼리도가 보존된다고 가정을 하면, 생물학적 혹은 물리학적 기작에 의해 변하게 되는 한 성분의 변동은 다른 성분 의 변동과 균형을 맞춘다. 따라서,

$$\Delta \overline{Alk_{pref}} = -2\Delta \overline{C_{carb}} + r_{N:C} \Delta \overline{C_{soft}}$$
(9)

한편, 평형 상태에서 대기 중 이산화탄소 분압의 변화는 해수면의 알 칼리도 변화에 비례하는데, 이 비례 상수를 알칼리도 상수(Alkalinity factor; R_A)라고 부른다(Takahashi $et\ al.$, 1980). Fig. 2에서 보이듯 이 알칼리도 상수는 음의 값을 가지며, 이는 대기 중 이산화탄소 분압이 알칼리도 변화에 반비례함을 의미한다. 수식으로 나타내면,

$$\frac{\Delta pCO_2^{atm}|_{Alk}}{pCO_2^{atm}} \approx R_A \frac{\Delta \overline{Alk_{pref}}}{Alk_{pref}}$$
(10)

위 수식 (9)와 (10)을 결합하면, 다음과 같은 수식이 유도된다.

$$\frac{\Delta p C O_2^{atm}|_{Alk}}{p C O_2^{atm}} \approx \frac{R_A}{Alk_{pref}} (-2\Delta \overline{C_{carb}} + r_{N:C} \Delta \overline{C_{soft}})$$
(11)

결국, 대기 중 이산화탄소 분압이 변화하는 비율을 유기탄소 펌프 와 탄산염 펌프 결과 발생한 탄소 양의 선형 함수로 나타낼수 있 음을 나타낸다. 이제, 수식 (7)과 (11)을 합하여 최종 선형 방정식을 유도한다.

$$\frac{\Delta pCO_{2}^{atm}}{pCO_{2}^{atm}} \approx \frac{\Delta pCO_{2}^{atm}|_{DIC}}{pCO_{2}^{atm}} + \frac{\Delta pCO_{2}^{atm}|_{Alk}}{pCO_{2}^{atm}} \approx \Delta \overline{C_{soft}} \left(-\frac{R_{C}}{\overline{C_{sat}}} + r_{N:C} \frac{R_{A}}{\overline{Alk_{pref}}}\right) + \Delta \overline{C_{carb}} \left(-\frac{R_{C}}{\overline{C_{sat}}} - 2 \frac{R_{A}}{\overline{Alk_{pref}}}\right) \tag{12}$$

해양 화학에서 잘 알려진 상수들 (R_{C} =10; R_{A} =-9.4 (Sarmiento and Gruber, 2006); $\overline{C_{sat}}$ =2100 μ mol kg $^{-1}$; $\overline{Alk_{pref}}$ =2300 μ mol kg $^{-1}$ (Key et al., 2004); $r_{N:C}$ =0.14 (Anderson and Sarmiento, 1994))을 대입하면, 다음과 같은 방정식에 도달한다.

$$\frac{\Delta p C O_2^{atm}}{p C O_2^{atm}} \approx -0.0053 \Delta \overline{C_{soft}} + 0.0034 \Delta \overline{C_{carb}}.$$
 (13)

수식 (13)은 해양 생물 펌프의 세기가 변화하였을 때 대기 중이산화탄소 분압이 어떻게 반응할 것인지를 간단하고 명료하게보여준다. 예를 들어, 해수면에서 1차 생산량(primary productivity)의 증가로 유기탄소 펌프에 의해 발생한 탄소가 평균 10 μmol kg⁻¹증가하였을 때, 예상되는 대기 중이산화탄소 분압의 감소는 5.3%이다. 다른 한편, 탄산염 펌프에 의해 발생한 탄소가 평균 10 μmol kg⁻¹증가하였을 때, 예상되는 대기 중이산화탄소 분압의 증가는 3.4%이다. 이는 앞에서 언급한 유기탄소 펌프와 상반되는 탄산염 펌프의대기로의 영향을 정량적이고 명료하게 보여주는 예이다.

바다 내부에 저장된 생물 펌프 기원 탄소의 양은 표층에서 얼마나 많은 양이 생산되어 내부로 유입되는지에 따라서도 달라지지만, 내부로 유입된 유기 물질이 어떤 깊이에서 분해되는지 (Kwon et al., 2009), 그리고 해양 순환이나 혼합에 의해 얼마나 효과적으로 해수면에 올라와 대기와 소통을 하게 되는지에따라서도 달라진다(Marinov et al., 2008). 생물체 활동이 아닌, 해양 순환의 변화만으로 바다물에 저장된 C_{soft} 와 C_{carb} 의 양이바뀔수 있을까? 이것은 대기 중 이산화탄소 분압에 어떠한 영향을 미칠 것인가?

탄소의 용승과 변화

바다물에 녹아 있는 탄소의 분포가 평형 상태(steady state)를 유지하기 위해서는, 아래로 탄소를 수송하는 펌프 기작과 균형을 이루는, 반대 방향의 운반 기작이 필요하다. 이러한 심해에서 천해로의 탄소 운반은 해수의 흐름과 혼합 작용에 의해 이루어진다. 전 지구 대양에서 용승이 가장 활발한 해역은 남빙양이며, 편서풍 (Westerlies)에 의해 표층에서 일어나는 에크만 수송(Ekman transport)이 직접적인 원인이다. 따라서, 남빙양은 심해에 저장된 탄소가 해수면으로 올라와 대기로 새어나가는 주요 창문 역할을한다. 기후 변동에 따라 이 창문은 넓게 열리기도 하고 좁게 열리기도 하여, 탄소가 바다에서 대기로 새어나가는 정도를 결정한다 (Toggweiler, 1999; Toggweiler et al., 2006).

심해수의 용승은 탄소 펌프 작용으로 축적된 많은 양의 탄소를 해수면으로 운반하는 역할을 한다. 이와 동시에 생물 활동으로 축적된 많은 양의 영양염(nutrients)을 해수면으로 공급한다. 해수면에 서식하는 식물 플랑크톤은 공급된 영양염과 탄소의 일부를 섭취하게 되고, 영양염과 탄소는 다시 펌프 기작에 의해 심

층으로 돌아간다. 하지만, 남빙양 표면에서의 생물체들은 용승이 된 탄소와 영양염을 전부 다 소모하지 못한다. 그 결과 남은 영양염은 남극 중층수(Antarctic Intermediate Water)와 함께 수온 약층(thermocline)으로 흘러들어가 저위도 1차 생산에 필수인 영양염의 공급원이 된다(Sarmiento et al., 2004). 남은 탄소의 경우, 일부는 바다-대기 경계면의 기체 교환 작용에 의해 대기로 새어 나가게 된다.

용승은 해저에 저장된 생물 기원 이산화탄소를 표층에 운반함으로써 대기 중 이산화탄소 분압을 높이는 반면 바다에서의 저장 량을 낮추는 역할을 한다. 이와 동시에 심해에 녹아 있는 탄산염도 함께 용승한다. 표층에 탄산염의 농도가 증가하면서, 해수의 알칼리도 역시 높아지게 되고, 이로 인해 표층 바다물은 더 많은 양의탄소를 함유할 수 있게 된다. 이는 해수면의 이산화탄소 분압을낮추게 되고, 바다는 대기로부터 이산화탄소 기체를 흡수하려는성향을 가진다. 결과적으로 남빙양에서 용승의 변화는 유기 탄소펌프와 탄산염 펌프에 의해 누적된 탄소 저장량을 변화시키게 되고, 결국 대기 중 이산화탄소 분압에 상반된 영향을 주게 된다(Fig. 3과 6). 중요한 질문은 용존 무기 탄소의 용승과 탄산염 용승 중어떤 작용이 우세하느냐, 또한 어느 정도 영향이 상쇄 되느냐 하는것이다. 이를 전지구 규모의 삼차원 수치 모델과 앞서 소개한수식을 이용하여 살펴보고자 한다.

해양 순환의 변화가 탄소 순환에 미치는 영향과 수치 모델 소개

전 지구 바다를 대상으로 실험 할 수 없는 한계를 극복하고 해양 생태계를 정량적으로 이해하고자 해양 탄소 순환 모델(ocean carbon cycle model)이 개발되었다. 바다에서의 탄소 순환은 해양 물리 시스템을 바탕으로 이루어지기 때문에, 해양 탄소 순환 수치 모형은 해양 물리 모델(ocean circulation model)을 기반으로 한다. 초기의 전지구 탄소 순환 모델은 비교적 단순한 박스 모델(box model)을 기반으로 하였으나(Sarmiento and Toggweiler, 1984; Knox and McElroy, 1984; Siegenthaler and Wenk, 1984), 이후 컴퓨터 성능의 향상과 관측자료(observations)의 양적 질적 향상으로 모델의 구조가 점점 더 복잡해지고 정교해지는 추세이다(e.g., Moore et al., 2004). 해양 물리모델의 경우 박스 모델, 삼차원 해양 모델(3D ocean only model), 대기-해양-해빙 접합 모델(coupled climate model), 저해상도 모델 (coarse resolution model), 소규모 에디(mesoscale eddies)를 표현할 수 있는 있는 고해상도 모델(high resolution model) 등이 있다.

해양 생태 모델 역시 다양한 종류의 모델이 현재까지 개발되어 이용되고 있다. 초기에는 생지화학적 현상들을 몇 개의 변수 (parameters)로 대표하여 단순화시킨 반면(Najjar et al., 2007), 최근에 이르러서는 각 생물 종과 현상들을 독립적인 변수(prognostic variables)로 두고 가능한 현실적으로 표현하려는 경향이 있다 (Moore et al., 2004). 복잡한 모델일수록 실제 해양 생태계를 비교적 현실적으로 구현할 수 있는 장점이 있지만, 수치 실험(numerical experiment)을 수행하는데 있어 고성능(high performance)의 컴퓨터가 필요하고 오랜 시간이 걸리기 때문에 비효율적이다. 따라서 연구 목적에 따라 적절한 모델을 선정하는 것이 중요하다. 또한, 복잡한 생태 모델의 경우, 모델 수식에 들어 있는 파라미터들과

모델 결과들을 평가할만한 관측 자료가 충분하지 않아 모델의 불확실성(uncertainty)이 크다.

Kwon et al.(2011)에서는 전 지구 규모에서의 탄소 순환이 해양순환에 따라 어떻게 반응하는지가 주요 관심사이므로 탄소, 알칼리도, 영양염의 순환을 최대한 단순하게 표현하는 탄소 순환 모형을 이용하였다(Najjar et al., 2007; http://ocmip5.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/phase2/simulations/). 탄소 순환 모형의 경우, 해양 생태계를 지배하는 법칙이나 방정식이 아직 알려져 있지 않거나 아예 존재하지 않기 때문에, 생지화학 현상을 나타내는 수식들은 대부분이 실험식(emperical equation)이나 경험식에 의존하고 수식에 들어 있는 파라미터들 역시 대부분 시행 착오를 거쳐 정성적으로 결정된다. Kwon et al.(2011)에서 사용한 탄소 순환 모형은 기존의모델에 비해, 생태계모델의 파라미터들이 객관적인 최적화(optimization)기법을 통해 결정되었으며,모델의 민감도(sensitivity)나 불확실성이 저자의 이전 연구에서 대체로 잘 설명되어 있다(Kwon and Primeau, 2006; Kwon and Primeau, 2008).

물리 모델로는 캐나다 기후 센터에서 개발한 전지구 해양 순환모델을 이용하였다(Primeau, 2005). 수평으로는 격자의 크기가 3.75도의 저해상도 모델로서 48x96개의 격자로 구성되어 있고 수직으로는 24개의 격자로 나누어져 있다. 과거 연구(Kwon et al., 2009)에 사용된 물리 모델을 이용하여 대기의 바람장(wind stress), 열플럭스(heat flux), 담수 플럭스(freshwater flux) 패턴, 해양의 혼합을 결정하는 계수(mixing coefficient)를 바꾸어서 5000년간 적분(integration)하여, 다양한 전 지구 해양 순환 패턴을 얻었다(DeVries and Primeau, 2009). 다양한 해양 순환 모델을 생태계 모형과 접합하고 대기의탄소 저장을 나타내는 하나의 박스를 해양 모형에 접합하였다(Kwon et al., 2011). 평형 상태까지 모델을 적분함으로써, 다양한 해양 순환 조건에서 해양과 대기에서 탄소의 분배가 어떻게 이루어지는지를 분석하였다.

모델 수행 결과, 대기에서의 이산화탄소 분압은 해양 순환의 변

화에 민감하게 반응하는 것으로 나타났다(Fig. 5). 특히, 남빙양에서 얼마나 많은 해저의 물이 해수면에 용승하는지에 따라 대기의 이산화탄소 분압이 변화한다. 용승이 약할 경우, 바다는 대체로 더 많은 양의 탄소를 저장하게 되는 반면 대기의 이산화탄소 분압은 낮아진다. 용승이 강하게 되면, 바다로의 탄소 분배는 상대적으로 적어지고 대기로의 분배는 더 많아진다. 이는 용승에 의해 심해에 저장된 탄소가 해수면으로 올라와 대기로 새어나가기 때문에 나타난 결과이며, 선행 연구들과 일치한다(Toggweiler, 1999; Toggweiler et al., 2006; Marinov et al., 2008).

Fig. 5에서 특히 주목할 점은 대기에서의 이산화탄소 분압의 변화는 해양 순환의 변화에 비해 상대적으로 값이 작다는 점이다. 예를 들어, 남빙양 심해 순환을 나타내는 지표인 심층수의 나이 (ventilation age: 혼합층을 떠난후 경과된 시간)가 현재 나이인 400년에서 그 네배에 달하는 1700년으로 증가한 모델의 경우(즉, 해저 순환이 원할하지 못해 용승이 약 네배 약해진 경우), 대기의 이산화탄소 분압은 산업 혁명 이전의 값인 270 ppm에서 겨우 230 ppm으로, 즉 20% 미만의 감소를 보였다. 이를 설명하기 위해, 앞서유도한 대기 이산화탄소 농도와 해양 생물 펌프와의 관련성을 정량화한 수식을 이용하여, 해양 순환의 변화가 대기 이산화탄소 분압에 주는 영향을 분석하였다.

남빙양 용승의 감소는 두 개 탄소 성분(즉, C_{soft} 와 C_{carb})이 표층으로 용승되는 정도의 감소를 의미하며, 이는 대기 중 이산화탄소 분압에 상반된 영향을 준다(Fig. 6). 즉, 용승이 감소함으로써 바다는 더 많은 양의 유기탄소 펌프-기원 탄소(C_{soft})를 저장하게되고, 이는 대기 중 CO_2 분압을 감소시키는 역할을 한다. 한편, 같은 용승의 감소로 인해 바다는 더 많은 양의 탄산염 펌프를 매개로 한 탄소(C_{carb})를 저장하게 되고, 이로 인해 대기 중 CO_2 분압은 증가하려는 경향을 보인다. 하지만, 유기탄소 펌프를 매개로 한 대기 중 CO_2 농도의 변화가 더 크며, 결과적으로 대기 중 CO_2 분압은 용승의 감소로 인해 감소한다. 탄산염 펌프에 의한 역작용

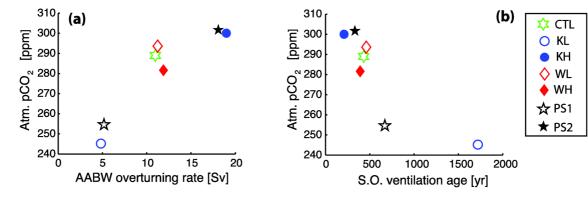


Fig. 5. The sensitivity of atmospheric CO_2 to different ocean circulation patterns. (a) The X-axis shows the strength of the overturning circulation of Antarctic Bottom Water (AABW), which is defined as the maximum absolute value of the overturning stream function. Unit in Sv (1 Sv = 10^6 m³s⁻¹). (b) The X-axis shows the ventilation age of the Southern Ocean deep waters. The ventilation age is defined as the time that has elapsed since the water was last in contact with the atmosphere. Unit in year. Models with weak overturning rates correspond to models with old Southern ocean deep waters. Seven different circulation models are employed including CTL (control run), KL (run wih low vertical diffusivity), KH (run with high vertical diffusivity), WL (run with weak surface wind stress), WH (run with strong wind stress), PS1 (first run with a different surface buoyancy forcing) models. The simulations are obtained by decreasing/increasing the vertical diffusivity of the ocean model by 70% (KL/KH), by decreasing/increasing the surface wind stress by two-fold (WL/WH), by imposing different buoyancy forcing from the surface (PS1 and PS2). All perturbations are made relative to the control (CTL) simulation and the models are integrated to steady state. The different circulation scenarios are coupled with an ocean biogeochemistry model to study the air-sea partitioning of CO_2 . This figure is reproduced from Kwon *et al.* (2011).

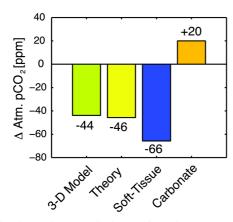


Fig. 6. The change in atmospheric CO_2 from the CTL (control) simulation to the KL (run with low vertical diffusivity) simulation. When the Southern Ocean overturning circulation weakens as represented by the difference between the KL and CTL simulations, atmospheric CO_2 decreases by 44 ppm. This value obtained from the numerical model compares well with a 46 ppm reduction obtained using analytically driven Equation (13). The 46 ppm reduction is a combined result of a 66 ppm reduction of atmospheric CO_2 caused by a greater amount of C_{soft} stored in the ocean and a 20 ppm increase of atmospheric CO_2 caused by a greater amount of C_{carb} stored in the ocean.

역시 무시 못 할 만한 값을 보여 약 30% 정도를 상쇄하는 것으로 밝혀졌다. 바다에 탄산염 펌프가 작용하지 않으면, 대기 중 CO_2 의 반응은 약 30% 증폭하게 된다는 의미이다.

기후 변동 관점에서 토의

전 지구 탄소 순환은 과거 자연 상태에서도 계속 변화해온 것으로 알려져 있다. 그 중에서도 가장 흥미로운 수수께끼로 남아 있는 연구 주제로서 과거 빙하기-간빙기 기후 변화와 관련된 탄소 순환의 변화를 들 수 있다. 고기후 자료 분석을 통해 알려진 바로는 대기가 차가웠던 빙하기 때 대기 중 CO_2 분압이 약 180 ppm 으로 낮았던 반면, 대기가 더워지는 간빙기 때 대기 중 분압은 280 ppm 으로 높아졌다고 한다(Delmas $et\ al.$, 1980; Barnola $et\ al.$, 1987; Petit $et\ al.$, 1999). 이러한 기후 변동과 결부된 대기 중 CO_2 분압의 변화는 과거 수 십만년 전부터 빙하기-간빙기 주기를 따라 꾸준히 지속되어 온 것으로 보인다. 어떤 이유로 전 지구 탄소 순환이 이러한 급격한 변화를 반복해온 것일까?.

이 질문은 지난 수십년간 기후학계에 많은 연구를 촉발시키는 동기가 되었으며(Sigman and Boyle, 2000), 그 결과 많은 가설들이 세워졌고, 검증을 거쳐왔다. 가설이 타당한 이론으로 인정받기위해서는 두가지 중요한 조건을 만족해야 한다. 하나는 그 가설이고기후 관측 자료와 일치하여야 하며, 다른 하나는 가설 자체가물리-생화학 법칙에 바탕을 두어야 한다는 것이다. 이 두개의 관문을 통과한 가설이 있는데, 바로 남빙양에서 일어나는 용승의 감소로 인해 대기 중 이산화탄소 분압이 감소하였다는 것이다. 남빙양의 용승은 심해의 상대적으로 따뜻한 물을 차가운 해수면으로끌어 올리는 역할을 하므로, 용승의 감소는 대기로의 열 손실의감소를 의미한다. 따라서, 용승의 감소는, 빙하기 때 관측 자료가

보여주는 것처럼, 대기 중 CO_2 분압의 감소와 기온의 감소를 모두 설명 해주는 가설이다.

과거 빙하기 때 용승이 감소하였음을 보여주는 자료로서, 빙하기 때 남빙양 심층수의 나이가 현재에 비해 약 세배까지 증가하였음을 보여주는 방사성 탄소 동위 원소(radiocarbon) 자료가 있고(Skinner *et al.*, 2010), 해수면으로 용승에 의해 공급된 영양염의 양이 감소하였음을 보여주는 자료도 있다(Anderson *et al.*, 2009).

어떤 이유로 과거 빙하기 때 남빙양의 용승이 감소하게 되었을 까 하는 의문에는 아직 정확한 해답은 없다. 수치 모델을 통해 그 가능성이 인정되어 온 작용으로서 빙하기 때 바람, 수온, 해빙의 변화를 들 수 있다. 첫째로, 빙하기 때 남반구의 편서풍이 적도 방 향으로 편향되면서 그 세기가 약화되었을 것이며, 이 변화로 인해 남빙양의 에크만 용승이 약화되었을 것이라는 의견이다(Toggweiler et al., 2006). 두번째 가능한 작용으로서, 빙하기 때 수온이 대체 로 감소하면서 남빙양에 현재보다 더 차가운 물이 유입되었을 것 이다. 이로 인해 남빙양 밀도의 수직 구조가 더 안정 되어, 용승 이 약화되었을 것이다(Gildor and Tziperman, 2001). 세번째 제시 된 가능성으로서, 빙하기 때 해빙(sea ice)이 확장하면서 더 많은 염분이 해저로 유입되고 이는 남빙양 심해수의 밀도를 높이는 효 과가 있으므로 밀도의 수직 구조가 더 안정 되었을 것이다(Adkins et al., 2002; Bouttes et al., 2010). 이 세가지 가능성들은 전체 기 후 시스템과의 관련성 혹은 탄소 순환 관점에서 검증이 필요하다 (Kwon and Galbraith, 2013).

과연 해양 순환 변화가 약 100 ppm 이나 되는 대기 중 CO_2 분 압의 변화를 야기시키는 중요한 원인이 되었을까 하는 질문에 대한 대답은 아직 연구 중이다. Kwon $et\ al.\ (2011)$ 의 수치 실험(Fig. 5)에 의하면, 해양 순환 변화만으로는 100 ppm 이나 되는 큰 변화를 설명하기에는 부족할 것이라고 의견을 제시할 수 있다. 하지만, 여기에서 관심을 가져야 할 점은, 해양 순환이 변할 경우, 해양 생태계 역시 변할 것이라는 점이다. 하지만, 해양 생태계가 어떻게 반응하여 탄소 순환에 영향을 미칠지는 아직 큰 미지수이다.

해수면에서의 일차 생산량(primary productivity)을 결정하는 중 요한 인자로서 해류를 통한 영양염의 공급과 대기를 통한 영양염의 공급을 들 수 있다. 특히, 해류를 통한 영양염 공급의 세기나 패 턴은 해양 순환의 변화에 의해 일차적으로 영향을 받는다. 앞서 보여준 모델 결과는 해수면에서 일차 생산이 해양 순환의 변화에 민감하게 반응한다는 가정하에 수행한 수치 실험이다(Kwon et al., 2011). 즉, 용승의 약화가 영양염 공급을 약화시켜 플랑크톤에 의 한 일차 생산이 감소하는 경우를 보여주었다. 여기에서 중요한 점 은 일차 생산의 감소에도 불구하고 용승의 약화로 인해 대기중 CO₂ 분압이 낮아질 수 있다는 것이다. 다른 한편, 해류를 통한 영 양염의 공급의 감소에도 불구하고 일차 생산이 변하지 않고 일정 하게 유지된다고 가정을 할 수 있다. 이 경우는 대기를 통한 영양 염의 공급이 해류를 통한 공급보다 더 중요하다는 전제하에 내려 진 가정이다(Martin, 1990). 이 때, 일차 생산은 해양 순환의 약화 에도 불구하고 감소하지 않으므로, 광합성 작용에 의해 대기 중 이산화탄소 분압은 더욱 낮아지게 된다. Kwon et al. (2011)은 대기 중 CO₂ 분압의 변화가 약 두배나 더 낮아질 수 있음을 보여준다 (Fig. 7). Fig. 7에서 보여주는 80 ppm의 대기 중 이산화탄소 분압의 감소는 실제 빙하기때 감소량에 아주 근접하다.

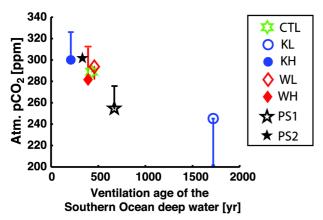


Fig. 7. Same as Fig. 5b except that the uncertainty arising from the biogeochemical response to circulation change is shown in error bars. In the symbols, the model is built based on the assumption that surface productivity responds sensitively to change in nutrient supply by ocean circulation. At the end of error bars, the model is built based on the assumption that surface productivity remains unchanged when nutrient supply by ocean circulation changes. The real ocean's response is likely to lie between the two extreme assumptions.

어떠한 생태계 반응이 더 현실적인지는 아직 잘 알려져 있지 않으며, 빙하기 때 탄소 순환의 변동을 수치 모델로 검증하는 데 있어 중요한 걸림돌로 작용하고 있다. 그 밖에도 Fig. 7에서 고려하지 않은 중요한 작용으로서 해저 퇴적물과의 상호 작용에 의한 대기 중 이산화탄소의 변화를 들 수 있다. 용승의 약화로 심해에 더많은 양의 탄소가 누적될 경우, 심해수의 산성도는 높아지게 된다. 산성의 심해수는 탄산칼슘으로 구성된 퇴적물을 부식시키게 되며, 이는 전 지구 바다의 알칼리도를 전반적으로 높이게 된다. 이로 인해, 바다가 대기로부터 이산화탄소를 흡수하여 저장할 수 있는 용량이 커지게 되며, 대기의 이산화탄소 분압은 추가적으로 감소하게 된다. 이러한 퇴적물에 의한 반응(open system response) 역시, 빙하기-간빙기 변화와 결부된 탄소 순환의 변화를 설명하는 중요한기작으로 알려져 있다(Toggweiler et al., 1999).

해양 순환의 변동과 관련된 탄소 순환의 변동이 과연 과거만의 이야기일까? 최근 연구에 따르면, 남극 성층권 오존의 감소로 인해, 편서풍이 남극쪽으로 편향되면서 그 세기가 강화되는 현상이지난 수십년간 지속되어 왔다고 한다(Gong and Wang, 1999; Thompson and Wallace, 2000; Marshall, 2003). 남반구 대기중에부는 편서풍의 세기가 강해지면서 에크만 용승이 강해지고 되고,더 많은 탄소가 심해로부터 해수면으로 용승하게 된다. 실제로,과거수 십년간 남빙양을 통한 탄소의 배출이 증가하여 왔음을 보여주는 연구가 발표되었다(LeQuéré et al., 2007). 이는 최근 화석연료의 사용으로 축적되어 온 대기 중 이산화탄소에 추가적으로더해지는 탄소이며,이미 해양 산성화(ocean acidification)를 겪고있는 천해 해양 생물에게 좋지 않은 소식이 될 수밖에 없다.

맺음말

탄소 순환과 지구 생태계, 기후 시스템은 지구 탄생 이래로 서로 영향을 주고 받으며 변화하여 왔다. 이산화탄소는 생물이 살기

적합한 지구를 형성하는 데 없어서는 안 되는 중요한 온실 기체 (greenhouse gas)이며, 바다와 육상의 생태계를 유지시켜주는 원자 재이다. 이러한 탄소 순환은 기후 변동에 의해, 혹은 생태계 되먹임(feedback)을 통해 자연 상태에서도 변화하여 왔으며, 인류 문명에 의해 최근 유래 없는 속도로 변화를 겪고 있다. 인류 문명에 의한 영향을 평가하는데 있어 기본적으로 선행되어야 하는 연구가 자연 상태에서의 탄소 순환을 이해하는 것이다.

본 논문에서는 전 지구 규모 바다에서 일어나는 탄소 순환을 펌프 개념을 이용하여 소개하였으며, 과거 빙하기-간빙기 기후 변동과 관련하여 해양 순환의 변화가 생물 펌프를 통해 어떻게 대기 중이산화탄소에 영향을 줄 수 있는지를 살펴보았다. 해양이 전지구탄소 순환과 기후 변동에 담당하는 역할을 보다 잘 이해하고, 미래탄소 순환과 지구 생태계, 기후 변동을 보다 정확히 예측하고자 하는 것은 해양학계와 기후학계가 직면한 숙제이다. 이러한 숙제를해결하는 데 있어, 국내 학자들의 활약을 기대해 본다.

사 사

본 논문이 향상되도록 도와주신 심사위원님들과 평가위원님께 감사드립니다. 이 논문은 해양수산부의 재원으로 한국해양과학기 술진흥원의 지원을 받아 수행된 연구입니다(과제명: 해양기인 중 장기 기후변동의 역학적 연구와 예측기술 개발).

참고문헌(References)

Adkins, J.F., K. McIntyre and D.P. Schrag, 2002. The salinity, temperature, and δ^{18} O of the glacial deep ocean. Science, **298**: 1769–1773

Anderson, R.F., S. Ali, L.I. Bradtmiller, S.H.H. Nielsen, M.Q. Fleisher, B.E. Anderson, L.H. Burckle, 2009. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. Science, **323**: 1443–1448.

Anderson, L.A. and J.L. Sarmiento, 1994. Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. Global Biogeochem. Cycles, 8: 65–80.

Barnola, J.M., D. Raynaud, Y.S. Korotkecish, and C. Lorius, 1987.
Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO₂. Nature, 329: 408-414.

Brewer, P.G., G.T.F. Wong, M.P. Bacon and D.W. Spencer, 1975. An oceanic calcium problem? Earth Planet. Sci. Lett., **26**: 81–87.

Buesseler, K.O., C.H. Lamborg, P.W. Boyd, P.J. Lam, T.W. Trull, R.R.
Bidigare, J.K.B. Bishop, K.L. Casciotti, F. Dehairs, M. Elskens,
M. Honda, D.M. Karl, D.A. Siegel, M.W. Silver, D.K. Steinberg,
J. Valdes, B.V. Mooy, S. Wilson, 2007. Revisiting carbon flux through the ocean's twilight zone. Science, 316: 567–570.

Bouttes, N., D. Paillard and D.M. Roche, 2010. Impact of brine-induced stratification on the glacial carbon cycle. Clim. Past, 6: 575–589, doi:10.5194/cp-6-575-2010.

Broecker, W.S. and T.-H. Peng, 1982. Tracers in the Sea. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, pp. 690.

Broecker, W.S. and T.-H. Peng, 1992. Interhemispheric transport of carbon dioxide by ocean circulation. Nature, **356**: 587–589, doi: 10.1038/356587a0.

- Delmas, R. J., J.-M. Ascencio, and M. Legrand, 1980. Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20,000yr BP was 50% of present. Nature, 284: 155–157.
- DeVries, T. and F. Primeau, 2009. Atmospheric pCO₂ sensitivity to the solubility pump: Role of the low-latitude ocean. Global Biogeochem. Cycles, 23, GB4020, doi:10.1029/2009GB003537.
- Feely, R.A., C.L. Sabine, J.M. Hernandez-Ayon, D. Ianson and B. Hales, 2008. Evidence for upwelling of corrosive "acidified" water onto the continental shelf. Science, 320: 1490–1492.
- Gildor, H. and E. Tziperman, 2001. Physical mechanisms behind biogeochemical glacial-interglacial CO₂ variations. Geophys. Res. Lett., 28: 2421–2424.
- Gong, D., and S. Wang, 1999. Definition of Antarctic Oscillation Index. Geophys. Res. Lett., 26: 459–462.
- Ito, T. and M.J. Follows, 2005. Preformed phosphate, soft tissue pump and atmospheric CO₂. J. Mar. Res., **63**: 813–839.
- Jin, X., N. Gruber, J.P. Dunne, J.L. Sarmiento, and R.A. Armstrong, 2006. Diagnosing the contribution of phytoplankton functional groups to the production and export of particulate organic carbon, CaCO₃, and opal from global nutrient and alkalinity distributions. Global Biogeochem. Cycles, 20, GB2015, doi:10.1029/2005GB002532.
- Key, R.M., A. Kozyr, C.L. Sabine, K. Lee, R. Wanninkhof, J.L. Bullister, R.A. Feely, F.J. Millero, C. Mordy and T.-H. Peng, 2004. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). Global Biogeochem. Cycles, 18, GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.
- Knox, F. and M.B. McElroy, 1984. Changes in atmospheric CO₂: Influence of the marine biota at high latitude. J. Geophys. Res., 89: 4629–4637.
- Kwon, E.Y. and E. Galbraith, 2013. When the dust settles. Nature Geosci., **6**: 423–424.
- Kwon, E.Y. and F. Primeau, 2006. Optimization and sensitivity study of a biogeochemistry ocean model using an implicit solver and in-situ phosphate data. Global Biogeochem. Cycles, 20, GB4009, doi:10.1029/2005GB002631.
- Kwon, E.Y. and F. Primeau, 2008. Optimization and sensitivity of a global biogeochemistry ocean model using combined in situ DIC, alkalinity, and phosphate data. J. Geophys. Res., 113, C08011, doi:10.1029/2007JC004520.
- Kwon, E.Y., F. Primeau and J.L. Sarmiento, 2009. The impact of remineralization depth on the air-sea carbon balance. Nature Geosci., 2: 630–635.
- Kwon, E.Y., J.L. Sarmiento, J.R. Toggweiler and T. DeVries, 2011. The control of atmospheric pCO₂ by ocean ventilation change: The effect of the oceanic storage of biogenic carbon. Global Biogeochem. Cycles, 25, GB3026, doi:10.1029/2011GB004059.
- Le Quéré, C., C. Rödenbeck, E.T. Buitenhuis, T.J. Conway, R. Langenfelds, A. Gomez, C. Labuschagne, M. Ramonet, T. Nakazawa, N. Metzl, N. Gillett, M. Heimann, 2007. Saturation of the Southern Ocean CO₂ sink due to recent climate change. Science, 316: 1735–1738.
- Marinov, I., M.J. Follows, A. Gnandesikan, J.L. Sarmiento and R.D. Slater, 2008. How does ocean biology affect atmospheric pCO₂? Theory and models. J. Geophys. Res., 113, C07032, doi:10.1029/2007JC004598.

- Marshall, G.J., 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. J. Clim., **16**: 4134–4143.
- Martin, J.H., 1990. Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. Paleoceanography, **5**: 1–13.
- Millero, F.J., 1995. Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans, Geochim. Cosmochim. Acta, **59**: 661–677.
- Moore, J. K., S. C. Doney and K. Lindsay, 2004. Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global 3D model. Global Biogeochem. Cycles, 18, GB4028, doi:10.1029/2004GB002220.
- Murnane, R, J.L Sarmiento and C. Le Quéré, 1999. Spatial distribution of air-sea CO₂ fluxes and the interhemispheric transport of carbon by the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, **13**: 287–305.
- Najjar, R.G., R.G. Najjar, X. Jin, F. Louanchi, O. Aumont, K. Caldeira, S.C. Doney, J.-C. Dutay, M. Follows, N. Gruber, F. Joos, K. Lindsay, E. Maier-Reimer, R.J. Matear, K. Matsumoto, P. Monfray, A. Mouchet, J.C. Orr, G.-K. Plattner, J.L. Sarmiento, R. Schlitzer, R.D. Slater, M.-F. Weirig, Y. Yamanaka, A. Yool, 2007. Impact of circulation on export production, dissolved organic matter, and dissolved oxygen in the ocean: Results from phase II of the ocean carbon-cycle model intercomparison project (OCMIP-2). Global Biogeochem. Cycles, 21, GB3007.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. PÉpin, C. Ritz, E. Saltzman and M. Stievenard, 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 399: 429–436.
- Primeau, F., 2005. Characterizing transport between the surface mixed layer and the ocean interior with a forward and adjoint global ocean transport model. J. Phys. Oceanogr., **35**: 545–564.
- Redfield, A.C., 1958. The biological control of chemical factors in the environment, *American Scientist*.
- Sarmiento, J.L., J. Dunne, A. Gnanadesikan, R.M. Key, K. Matsumoto and R. Slater 2002. A new estimate of the CaCO₃ to organic carbon export ratio. Global Biogeochem. Cycles, 16, 1107, doi: 10.1029/2002GB001919.
- Sarmiento, J.L. and N. Gruber, 2006. Ocean Biogeochemical Dynamics. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.
- Sarmiento, J.L., N. Gruber, M. Brzezinski and J.P. Dunne, 2004. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. Nature, 427: 56–60.
- Sarmiento, J.L. and J.R. Toggweiler, 1984. A new model for the role of the oceans in determining atmospheric pCO₂. Nature, **308**: 621–624.
- Siegenthaler, U. and T. Wenk, 1984. Rapid atmospheric CO₂ variations and ocean circulation. Nature, **308**: 624–626.
- Sigman, D.M. and E.A. Boyle, 2000. Gacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. Nature, **407**: 859–869.
- Skinner, L.C., S. Fallon, C. Waelbroeck, E. Michel and S. Barker, 2010. Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO₂ rise. Science, 328: 1147–1151.
- Takahashi, T., W.S. Broecker, S.R. Werner and A.E. Bainbridge,
 1980. Carbonate chemistry of the surface waters of the world oceans,
 in Isotope Marine Chemistry, edited by E.D. Goldberg, Y. Horibe,
 and K. Saruhashi, Uchida Rokakuho Publ., Tokyo, pp. 291–326.
 Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, 2000. Annular modes in the

extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J. Clim., 13: 1000-1016.

Toggweiler, J.R., 1999. Variation of atmospheric CO₂ by ventilation of the ocean's deepest water. Paleoceanography, **14**: 571–588.

Toggweiler, J.R., J.L. Russell and S. Carson, 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. Paleoceanography, 21, PA2005, doi:10.1029/2005PA001154.

Volk, T. and M.I. Hoffert, 1985. Ocean carbon pumps: Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO₂ changes, in The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present, Geophys. Monogr. Ser., vol. 32, edited by E. T. Sundquist and W. S. Broecker, AGU, Washington, D.C., pp. 99–110. Yamanaka, Y., and E. Tajika, 1996. The role of the vertical fluxes of particulate organic matter and calcite in the ocean carbon cycle: Studies using an ocean biogeochemical general circulation model. Global Biogeochem. Cycles, **10**(2): 361–382.

Zeebe, R.E. and D.A. Wolf-Gladrow, CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. Elsevier Oceanography Series, 65, pp. 346, Amsterdam, 2001.

2013년 6월 24일 원고접수 2013년 9월 22일 수정본 접수 2013년 11월 6일 수정본 채택 담당편집위원: 민동하