

낙동강 하구 갯벌 사질 퇴적물에서 생지화학적 유기탄소순환

이재성^{1*} · 박미옥¹ · 안순모² · 김성길¹ · 김성수¹ · 정래홍¹ · 박종수¹ · 진현국³

¹국립수산과학원 해양환경부 환경연구팀, ²부산대학교 해양학과

³국립수산과학원 동해수산연구소 해양환경팀

Biogeochemical Organic Carbon Cycles in the Intertidal Sandy Sediment of Nakdong Estuary

JAE SEONG LEE^{1*}, MI-OK PARK¹, SOONMO AN², SEONGGIL KIM¹, SEONG-SOO KIM¹,
RAE HONG JUNG¹, JONG-SOO PARK¹ AND HYUN-GOOK JIN³

¹Marine Environment Research Team, Marine Environment Division, NFRDI, Busan 619-902, Korea

²Department of Marine Science, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

³Marine Environment Team, East Sea Fisheries Institute, NFRDI, Gangneung 210-861, Korea

투수성이 큰 낙동강 하구 사질 갯벌 퇴적물에서 유기탄소의 생지화학적 순환을 이해하기 위해 현장과 실험실에서 유기탄소 생산 및 소비에 대한 정보를 추정했다. 퇴적물 상부층의 Chl-a 농도와 공극수의 영양염 농도는 니질 퇴적물에 비해 낮았다. 반면, 사질 퇴적물의 산소소모율은 유기물 함량이 높은 연안 니질 퇴적물 보다 높아 이류에 의한 유기탄소의 분해와 물질의 이동이 큰 것을 의미했다. 간단한 유기탄소의 물질수지는 퇴적물에서 유기탄소의 주 공급원이 퇴적물 표층에 서식하는 저서미세조류와 수생식물의 쇄설성 유기물로 나타났다. 해수 여과물에 낙동강 전체 면적을 외삽한 일당 자연 생축매 여과량은 부산시 7개 주요 하수종말처리장의 최대 처리량 보다 한 자리수 이상 크게 나타나 연안환경에서 사질퇴적물이 생지화학적 정화와 물질의 재분배에 매우 큰 기여를 할 것으로 판단된다.

In order to understand biogeochemical cycles of organic carbon in the permeable intertidal sandy sediments of the Nakdong estuary, we estimated the organic carbon production and consumption rates both *in situ* and in the laboratory. The Chl-a content of the sediment and the nutrient concentrations in below surface pore water in the sandy sediment were lower than in the muddy sediment. The sediment oxygen consumption rates were relatively high, especially when compared with rates reported from other coastal muddy sediments with higher organic carbon contents. This implied that both the organic carbon degradation and material transport in the sandy sediment were enhanced by advection-related process. The simple mass balance estimation of organic carbon fluxes showed that the major sources of carbon in the sediment would originate from benthic microalgae and detrital organic carbon derived from salt marsh. The daily natural biocatalyzed filtration, extrapolated from filtration rates and the total area of the Nakdong estuary, was one order higher than the maximum capability of sewage plants in Busan metropolitan city. This implies that the sandy sediment contributes greatly to biogeochemical purification in the area, and is important for the re-distribution of materials in the coastal environment.

Keywords: Intertidal Flat, Sandy Sediment, Sediment Oxygen Consumption, Organic Carbon, Material Transport

서 론

대륙붕은 유기탄소 생산과 재광물화가 활발히 일어나는 곳이다. 해양에서 대륙붕이 차지하는 면적은 7.5% (26×10^6 km²)로 매우 작다. 그러나 전 지구적 기초생산의 약 14~33%가 대륙붕에서 생산되고, 그 중 약 20~60%가 퇴적되어 재순환 과정을 거친다(Gattuso *et al.*, 1998). 따라서 대륙붕은 유기탄소 순환에 매우 중요한 곳이나 아직까지 유기탄소의 순환과정이 알려지지 않아 전 지구적 탄

소 순환을 이해하는데 어려움이 있다.

대륙붕 퇴적물의 약 50% 이상은 사질(sand) 퇴적물이다. 사질 퇴적물은 니질(mud) 퇴적물에 비해 유기탄소 함유량이 한 자리수(order) 이상 작고, 미생물 현존량 역시 낮다. 또한 시료 채집의 어려움과 자료해석에 요구되는 이론적 모델수립의 난제 등으로 생지화학적 측면에서 상대적으로 연구가 덜 된 분야다(Boudreau *et al.*, 2001; Janssen *et al.*, 2005a). 그러나 최근에 사질 퇴적물에서 유기탄소 재광물화와 물질순환이 활발하다는 증거들이 제시되면서 새로운 연구 대상으로 관심을 끌고 있다(Reimer *et al.*, 2004; de Beer *et al.*, 2005).

*Corresponding author: leejs728@paran.com

퇴적물 상층부의 공극수 이동은 확산(diffusion), 이류(advection), 저서생물에 의한 교란(bioturbation, bioirrigation) 등의 영향을 받는다. 점성이 있는 니질(mud, silt) 퇴적물에서 해수/퇴적물 경계면을 통과하는 물질이동은 계면에서 농도 기울기($dC/dz|_{z=0}$), 열역학적인 확산속도, 저서생물 활동 등에 의해 결정된다. 반면, 공극이 큰 사질 퇴적물은 압력경사(pressure gradient)로 생기는 이류의 힘이 확산에 비해 3자리 수 이상 커 공극수내 물질이동을 주도한다(Huettel and Wester, 2001).

사질 퇴적물 표면의 압력경사는 공극수 간의 밀도차이, 저층해수의 유동과 퇴적물 표면의 미세지형(wave ripple, borrows, mussel shells 등), 파랑 및 조석펌프(wave and tidal pump) 등 여러 물리적 요인으로 발생한다(Huettel and Gust, 1992; Burnett *et al.*, 2003; Precht and Huettel, 2003). 특히, 투수성(permeability: k)이 10^{-12} m^2 이상일 경우 작은 압력 경사 차이($< 1 \text{ Pa}$)로도 공극수 이동을 유발시킬 수 있다(Huettel and Gust, 1992).

한편, 퇴적물 표면에 미치는 수직·수평방향의 이류 에너지는 신선한 입자성 유기물(pelagic and benthic algae, bacteria, organic detritus)을 퇴적물 속으로 계속 밀어준다(Huettel and Rusch, 2000). 이와 동시에 산소를 퇴적층 속 깊이 공급해 호기성 분해를 촉진시킨다. 실제로 기존에 보고된 사질 퇴적물의 산소소모율은 유기물이 풍부한 연안 니질 퇴적물 결과에 비해 비슷하거나 더 크다(Reimer *et al.*, 2004; Janssen *et al.*, 2005b). 이상의 결과들을 종합하면 사질 퇴적물은 연안환경에서 하나의 거대한 생축매 여과기(biocatalyze filter) 기능을 하고 있다(Huettel and Rusch, 2000; Frank *et al.*, 2006).

하구 사질 갯벌은 수심이 얕아 조석에 따라 주기적으로 대기에 노출되어 물리적 힘을 많이 받는 지역이다. 그리고 영양염이 풍부한 담수 유입이 있고, 빛이 퇴적물 표층에 효율적으로 전달되어 다양한 기초 생산자가 서식하기에 좋은 환경이다. 따라서 하구 사질 갯벌에서 생지화학적 연구는 유기물순환에 미치는 이류의 영향을 이해하는데 좋은 예가 될 것이다.

이 연구는 국립수산과학원에서 수행하고 있는 국가해양환경측정망 연구 중 하구 측정망 조사결과와 1차 연구결과이다. 연구 목적은 낙동강 하구 사질 갯벌에서 유기탄소의 생지화학적 순환과 갯벌의 환경적 기능을 이해하는데 있다. 이를 위해 우리는 1) 유기탄소의 순환과정 중 생산에 큰 기여를 할 것으로 예상되는 저서미세조류(Microphytobenthos, MPB)의 기초생산력을 측정했고, 2) 유기탄소의 산화율을 갯벌 현장과 실험실에서 서로 다른 분석기법을 이용하여 추정했으며, 3) 추정된 산소소모율을 이용하여 사질퇴적물의 여과율(filtration rate)을 계산했다. 그리고 이상의 자료를 종합하여 연안환경에서 투과성 사질 퇴적물의 환경적 기능에 대해 정량적 해석을 시도했다.

재료 및 방법

연구지역

낙동강 하구 명지 사질 갯벌에서 2007년 3월 15~16일에 시료 채집 및 현장측정을 실시했다(Fig. 1). 이곳은 낙동강 하구에 발달한 울타리섬의 육지 쪽에 위치하고 있어, 외해와 해수교환이 제한적으로 일어나는 지역이다. 낙동강의 담수 유입량에 따라 계절적

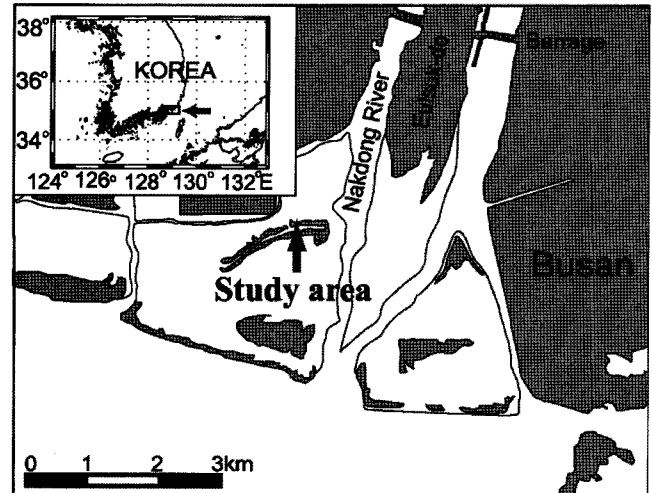


Fig. 1. A map showing the sampling site.

인 염분변화가 심한 곳이다. 명지 갯벌은 완만한 경사의 사질 및 사니질 갯벌이며, 평균 조고는 100~190 cm로 비교적 높아 갯벌의 약 90% 이상이 12시간 이상 대기에 노출된다(안, 2007). 갯벌 퇴적물의 평균 입도 범위는 2.43~3.92 ϕ 로 사질 퇴적물이 우세하여 다른 갯벌에 비해 유기물 농도는 낮은 편이다. 그러나 인근에 갈대나 세모고랭이와 같은 일차생산자가 높은 밀도로 존재하여 일차 생산이 높은 지역이다. 이러한 대형 일차생산자의 일부가 유기쇄설물 형태로 유입되어, 대형 저서생물의 먹이로 이용되거나 미생물 분해에 활발하게 이용된다(안, 2007; Kang *et al.*, 2007).

현장조사

주상 퇴적물 및 공극수 채집: 간조시 아크릴 코아(길이: 40 cm, 직경: 4.5 cm)로 주상 사질 퇴적물을 채집했다. 주상 시료는 채집 후 즉시 코아 절단기로 1 cm 간격으로 절단, 냉장보관 하여 실험실로 운반했다. 시료는 분석목적에 따라 냉동 보관(-20 °C)과 동결 건조를 했다. 공극수는 길이가 7 cm인 세라믹 필터가 장착된 moisture sampler(Eijkkelkamp, soil moisture sampling system)로 추출했다. 추출된 공극수는 즉시 주사기 여과기(Millipore, pore size: 0.45 μm)로 여과 한 후 냉동 보관했다. 그리고 한 시간 간격으로 광도계(Li-COR, LI-250)을 이용하여 광량을 측정했다.

현장 측정

공극수의 용존산소 수직분포 측정: 현장에서 공극수의 용존산소농도 수직분포를 needle-type의 산소센서로 측정했다. 먼저 갯벌에 스탠드를 설치한 후 motor-driven micromanipulator(Unisense, MM-33)를 장착했다. 여기에 needle-type의 산소센서를 고정 한 후 수직으로 1 mm 간격으로 측정했다. 센서 검량(calibration)은 Winkler 적정법으로 측정된 현장 해수의 용존산소 농도와 전류값 그리고 퇴적물의 무산소층에서 측정된 전류값을 이용했다(Revsbech and Jørgensen, 1983).

Dark benthic chamber incubation: 현장에서 퇴적물의 산소소모율(Oxygen consumption rate, OCR)을 측정하기 위해 소형 dark benthic chamber를 제작했다(Fig. 2). chamber는 1) 몸체와

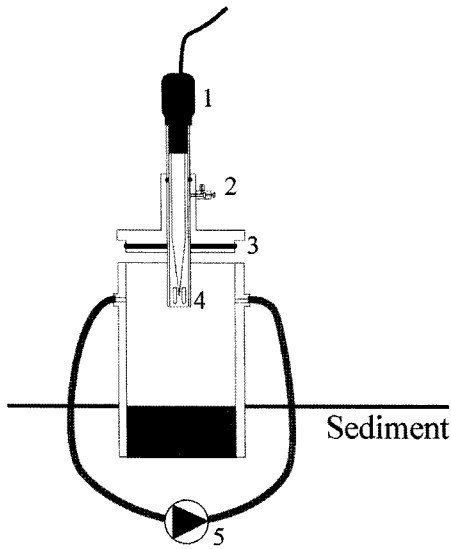


Fig. 2. Schematic diagram of the dark benthic chamber for measuring oxygen consumption rate. The dark benthic chamber is consisted with 1) oxygen microsensor, 2) outlet valve, 3) O-ring, 4) sensor protector, and 5) submersible water pump and DC power supply.

뚜껑, 2) 용존산소 센서와 신호 증폭기, 3) 물 순환 장치, 4) 신호 처리 프로그램 부분으로 구성된다. chamber의 몸체와 뚜껑은 검정 불투명 아크릴 재질로 제작했다(길이 20 cm, 직경 8.5 cm). 뚜껑부분은 산소 센서를 쉽게 탈부착할 수 있는 구조로 고안됐다. chamber내 용존산소 측정은 산소 미세센서(Unisense, OX-25)로 했고, 센서에서 출력되는 미세 전류는 picoammeter(Unisense, PA-2000)를 통해 증폭했다. 증폭된 신호는 DAQ board(National Instrument, USB-6009)를 통해 디지털화 한 후 휴대용 컴퓨터로 전달된다. LabVIEW(National Instrument, Ver 8.2) 프로그램을 이용하여 30초 간격으로 입력신호를 저장할 수 있는 신호처리 프로그램을 작성했다. 물 순환장치는 방수 케이스 안에 소형 정량 물 펌프(flow rate: ~60 mL min⁻¹)와 전원(DC 6 V)을 조립하여 제작했다.

수심이 약 20 cm 되는 곳에서 chamber 몸통 부분을 조심스럽게 퇴적물에 삽입했다. 그리고 부유물질이 완전히 가라앉을 때 까지 기다렸다. 기다리는 동안에 산소미세센서를 현장 해수와 강한 환원제(Ascorbic acid)를 이용하여 검정 한 후 챔버 뚜껑에 장착했다. 약 1시간 동안 용존산소 농도를 측정했고, 시간에 따른 산소 변화를 아래의 식에 적용하여 산소소모율을 계산했다.

$$OCR_{chamber} = V/A \times (dC/dt) \quad (1)$$

위 식(1)에서 OCR_{chamber}은 호기성 호흡(aerobic respiration), 저서 생물의 교란활동(bioirrigation)에 의한 산소 소모, 그리고 환원 물질의 재산화(re-oxidation) 양들을 나타내는 산소소모율이며(mmol m⁻² d⁻¹), V는 chamber의 부피(m³), A는 chamber의 표면적(m²), dC/dt는 용존산소의 변화 속도(mmol L⁻¹ d⁻¹)이다.

실험실 분석

산소소모율(Potential oxygen consumption rate) 측정 및 여과율(Filteration rate) 계산: 현장의 dark benthic chamber incubation

과 함께 실험실에서 Flow on-off 방법을 사용하여 이류의 영향을 고려한 잠재적 산소소모율을 측정했다(Polereck *et al.*, 2005). Flow on-off 측정 원리 및 방법에 대해 간략히 설명하면, 높은 투과성(permeability)을 갖는 퇴적물의 경우 이류의 힘으로 운반되는 용존산소와 퇴적물에서 미생물의 호흡(respiration)을 포함한 기타 반응(bio-, abiotic reaction)이 산소소모율을 결정하게 된다. 단위 면을 통과하는 산소농도의 차를 식으로 표현하면 아래와 같다.

$$v_z c(z + \Delta z) - v_z c(z) = -\phi A \Delta z R(z) \quad (2)$$

식 (2)에서 v_z는 수직 방향의 유속(m³ s⁻¹), z는 퇴적물 깊이(cm), R(z)는 퇴적층 z에서 부피차원의 산소소모율(mol m⁻³ s⁻¹), ϕ는 공극율, A는 단면적(m²)이다. 단위 부피(A갈 fz)에서 산소소모율과 공극율이 동일하다면, 단위면을 통과하는 산소농도(c(z + Δz)-c(z))는 수직방향의 유속(v_z)에 의해 결정된다.

입자 크기가 다른 두개의 사질 퇴적물을 Flow cell에 장착할 수 있는 아크릴 코아(길이: 10 cm, 직경: 4.5 cm)로 채집했다. Flow cell은 산소소모율 및 광합성을 측정할 때 안정적으로 물을 순환시킬 수 있도록 제작됐다(Epping *et al.*, 1999). 퇴적물은 현장 온도를 유지하며 실험실로 수 시간 이내에 옮겨진 후 Flow cell에 장착됐다. 항온 순환장치(EYELA, NTT-2400)로 현장 온도를 유지하면서 약 1시간 정도 안정화 시켰다. 측정준비를 마친 후, needle-type의 산소센서로 측정하고자 하는 깊이(1~2 mm 간격)에 삽입한 후 수직방향으로 물을 통과시켰다. 산소 농도가 정상 상태에 도달하면 물 흐름을 차단한 후 0.5초 간격으로 산소농도를 측정했다(Fig. 3). 물 유입이 차단되면 공극수의 산소 농도는 급격히 감소하게 된다. 이때 각 퇴적층(z)에서 초기 용존산소 감소 기울기(dO₂/dt|_{t=0})는 그 깊이에서 부피 차원의 산소소모속도(R(z), μmol L⁻¹ min⁻¹)가 된다.

각층에서 부피 차원의 산소소모율(R(z), μmol L⁻¹ min⁻¹)은 현장에서 측정한 산소투과깊이(oxygen penetration depth, OPD)로 적분하면 단위면적당 소비되는 산소소모율(μmol m⁻² min⁻¹)이 된다. 그리고 퇴적물로 유입되는 초기 용존산소 농도(C₀)로 면적 차원의

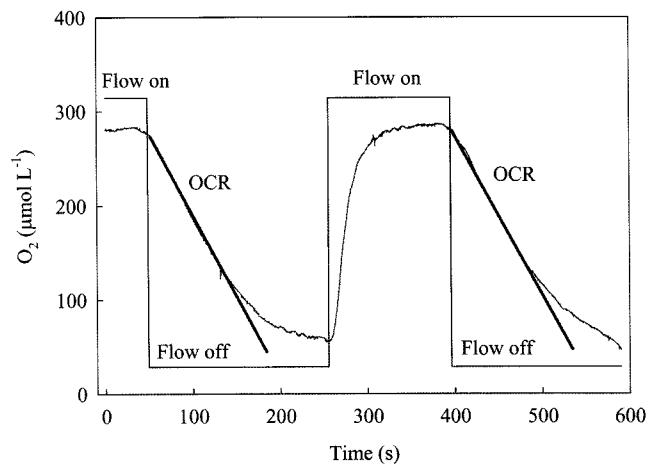


Fig. 3. Timing evolution of the oxygen concentration during flow on and off periods. The oxygen concentration consumption rates (R(z)) in discrete depths were calculated as the initial slope of the oxygen decrease.

산소소모율을 나누면 만조 시에 사질 퇴적물의 수직 방향의 잠적적 여과율($v_f, L m^{-2} d^{-1}$)이 되며, 식으로 표현하면 아래와 같다.

$$v_f = \int_0^{OPD} R(z) dz \times C_0^{-1} \quad (3)$$

저서미세조류(Microphytobentos, MPB)의 광합성 측정: 정상 상태에서 광합성이 일어나는 구간은 두개의 계면을 갖는다. 하나는 저서미세조류(퇴적물)해수면 계면이고, 다른 하나는 광합성지역/비 광합성지역 계면이다. 두 계면에서 산소 플럭스는 저서미세조류의 광합성과 호흡 차이에 의해 결정된다. 그리고 계면에서 플럭스 차이는 저서미세조류의 순광합성율이 된다. 각 계면에서 산소 플럭스는 아래와 같이 Fick의 확산 제1법칙으로 추정할 수 있다.

$$J_0 = -D_0 \left[\frac{dO_2}{dz} \right] \quad (4)$$

$$J_s = -\phi D_s \left[\frac{dO_2}{dz} \right] \quad (5)$$

식 (4), (5)에서 J_0 는 저서미세조류에서 생산된 산소가 해수로 공급되는 플럭스, J_s 는 퇴적물의 투광대(photoic zone)에서 순 산소소모 플럭스(net oxygen consumption), D_0 는 염분과 수온으로 보정한 산소의 분자확산계수, D_s 는 공극율로 보정한 겉보기 산소확산계수, ϕ 는 공극율(porosity) 이다(Broecker and Peng, 1974; Ullman and Aller, 1982). 그리고 dO_2/dz 는 확산경계층 및 투광대 하부에서 용존산소의 기울기이며, 투광대의 깊이는 light-dark shift methods로 측정했다.

또한 투광대의 순 광합성율($P_{n,phot}$)은 아래의 식으로 표현된다.

$$P_{n,phot} = |J_s| + |J_0| \quad (6)$$

저서미세조류의 순 광합성(Net photosynthesis)은 센서 크기 약 10 μm , 90% 반응속도(t_{90})가 약 0.2초 이하인 광합성 측정용 산소 미세센서(Unisense, OX-10)로 측정했다(Wieland and K uhl *et al.*, 2000). 시료를 flow cell에 설치하고 현장 광량의 빛(962 $\mu mol photons m^{-2} s^{-1}$)을 퇴적물 표면에 조사하면서 산소수직분포가 정상상태에 도달할 때 까지 산소 수직분포를 측정했다. 정상상태에 도달한 산소수직분포를 이용하여 순 광합성율을 추정했다.

퇴적물 및 공극수분석: 공극율(ϕ)을 계산하기 위해 함수율(W)을 측정했다. 함수율은 퇴적물의 건조 전후의 습중량과 건조량 차이로 계산했고, 공극율(ϕ)은 공극수와 퇴적물의 평균 밀도, 함수율을 식 (7)에 대입하여 계산했다.

$$\phi = \rho_s W / (\rho_w(1-W) + \rho_s W) \quad (7)$$

식 (7)에서 ρ_w 는 현장 염분과 수온으로 보정한 공극수의 밀도, ρ_s 는 quartz의 평균밀도(2.65 $g cm^{-3}$)이다.

입도분석은 염산과 과산화수소로 탄산염과 유기물을 제거한 후 체질을 했다. 각 입도크기로 나누어진 시료는 건조하여 무게 차이로 계산했다(Fork and Ward, 1957). Chl-a 분석용 퇴적물은 동결 건조하여 분말화 했고, 약 2 g의 퇴적물에 90% 아세톤 10 mL를

첨가하여 Chl-a를 추출한 후 형광광도계(Turner, 10-AU)로 측정했다. 공극수의 영양염(암모늄, 아질산염, 질산염, 인산염, 규산염)은 각 성분의 정량 범위로 희석한 후 분광광도계(Varian, Cary 100)를 이용하여 비색법으로 측정했다(해양수산부, 2002).

결 과

조사기간 중 수온, 염분, 광량 및 용존산소 측정 결과를 Table 1에 나타냈다. 흐린 날씨로 인해 대기와 수중 광량이 비교적 낮았다. 저층수의 용존산소 평균 농도는 $372 \pm 16 \mu mol L^{-1}$ ($n=5$)였고, 산소 포화도는 약 124% 였다. 조사지역의 퇴적물 평균 입도는 3-4 ϕ ($n=4$) 범위로 극세립사의 입자 크기였다.

3개 지점에서 채집한 코아 시료의 Chl-a 수직 농도 분포는 깊이 0~1 cm에서 3.30~4.05 $\mu g g^{-1} dry-wt$ 로 최대였고, 이하 깊이에서 급격히 감소했다(Fig 4). 표층 퇴적물에서 Chl-a 농도는 안(2007)이 보고한 2006년 2월과 4월 조사결과와 비슷한 농도 범위를 나타냈다.

현장에서 측정한 공극수의 용존산소 수직분포(Fig. 5)는 저서미세조류의 광합성 활동을 보여준다. Fig. 5의 (A)는 저서미세조류(MBP)의 광합성이 활발한 사질 퇴적물의 용존산소 수직분포이며,

Table 1. Temperature, salinity, and dissolved oxygen of bottom water during 12-13 May, 2007. The light intensities were measured on the surface of the intertidal flat

| | Range | Unit |
|-------------------|-------------|---------------------------------|
| Temperature | 8.6-11.6 | °C |
| Salinity | 10.61-17.67 | psu |
| Dissolved oxygen | 372±16 | $\mu mol L^{-1}$ |
| Light intensity | 962-2407 | $\mu mol photons m^{-2} s^{-1}$ |
| Sediment porosity | 3.01-3.84 | |

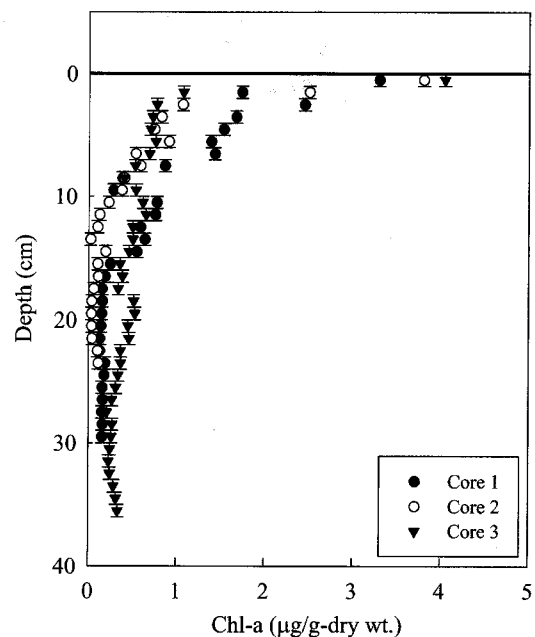


Fig. 4. The vertical profiles of Chl-a content in the intertidal sandy sediments.

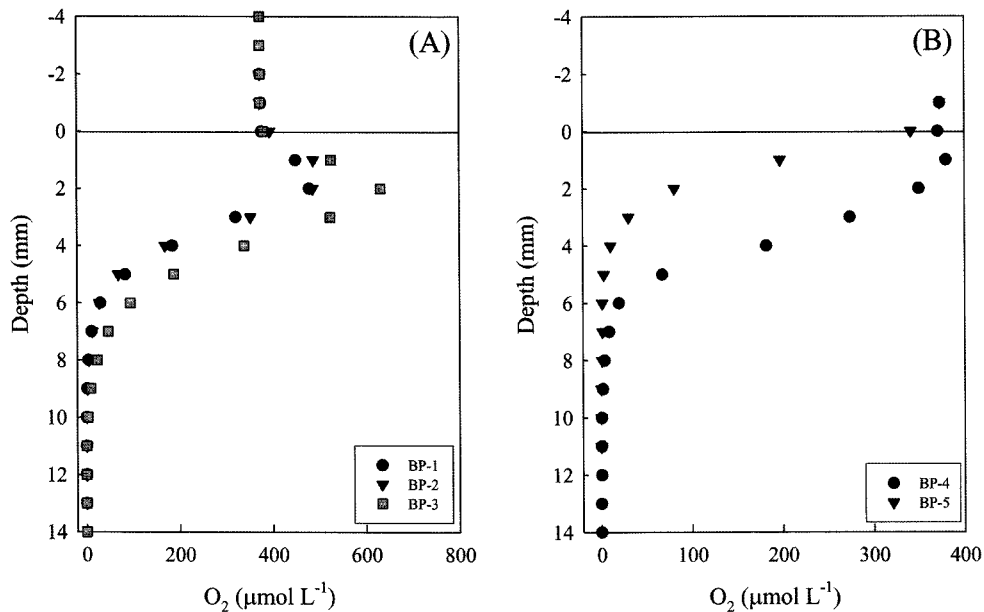


Fig. 5. In situ measured oxygen vertical profiles, showing the effect of photosynthesis (A) and week photosynthesis (B).

(B)는 광합성이 미약한 곳의 결과이다. 5개 지점에서 측정한 용존 산소 투과깊이(OPD)는 0.9~1.2 cm로 가장 세립한 사질 퇴적물 ($\phi = 3.84, 0.070 \text{ mm}$)에서 가장 얇았고, 조립한 퇴적물($\phi = 3.01, 0.124 \text{ mm}$)에서 가장 깊었다. 산소 최대층이 깊이 2 mm에서 나타나 퇴적물에서 투과대가 2 mm 이상임을 나타낸다. 그리고 이층에서 산소 농도는 $480\sim 630 \mu\text{mol L}^{-1}$ 로 해수농도에 비해 약 1.3~1.7 배 높았다. 반면에 광합성이 미약한 곳에서 용존산소 수직분포는 퇴적물입자 크기에 따라 달랐다. 세립한 퇴적물에서 용존산소는 매우 제한된 깊이에서 빠르게 감소한 반면, 조립한 퇴적물에서는 비교적 깊은 곳(~5 mm)까지 높은 산소농도를 보였다.

공극수의 암모니움(NH_4^+) 농도 범위는 $110\sim 154 \mu\text{mol L}^{-1}$ 로 상부층(0~7 cm)의 농도가 바로 아래 퇴적층보다 높았다. 이는 상부층에서 입자성 유기질소(PON)의 활발한 분해, 용존유기질소(DON)의 암모니아화(ammonification)가 큰 것을 보여준다(Fig. 6, Table 2). 그리고 아질산염과 질산염은 상부층에서 최대였고 이후 급격히 감소하는 분포특성을 나타내고 있어 상부층의 탈질산화(denitrification)을 나타냈다(Fig. 6). 인산염은 농도 범위는 $3.2\sim 39.7 \mu\text{mol L}^{-1}$ 였으며, 퇴적물 깊이 14~21 cm까지 농도가 증가하다가 이하부터 감소하는 경향을 보였다. 상부층(< 24 cm)은 유기물의 재광물화, 산화철에 흡착되었던 인이 탈착되어 공극수로 공급되어 증가하는 형태를 보였고, 이하 깊이(> 24 cm)는 공극수내의 인이 철, 탄산염 등과 결합하여 자생광물(authigenic mineral)을 형성하였기 때문에 농도 감소의 결과를 보였다. 규산염은 $85\sim 197 \mu\text{mol L}^{-1}$ 로, 상부층에서 최소, 이후 점차 증가했다(Fig. 6).

실험실에서 현존온도(11.6°C) 및 광량($962 \mu\text{mol photons m}^{-2}\text{s}^{-1}$)을 재현시켜 측정한 산소수직분포에서 산소농도 최대층과 산소 투과깊이는 현장에서 측정한 결과보다 얇았다(Fig. 7). 그러나 산소 최대층의 농도는 현장 측정치 보다 약 2배 정도 높았다. 퇴적물/해수 계면의 확산경계층(DBL)과 퇴적물 투과대 아래의 산소수직분포로 추정된 순 광합성율은 $16 \text{ mmol O}_2\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ($0.15 \text{ g C m}^{-2}\text{d}^{-1}$)였다.

고찰

사질 퇴적물에서 산소소모율

Chamber내 초기 용존산소 농도는 $360 \mu\text{mol L}^{-1}$ 로 시간에 따라 점차 감소했다(Fig. 8). 용존산소 변화기율기로 추정된 산소소모율은 $36.6 \mu\text{mol O}_2 \text{d}^{-1}$ 로 강화도 펄 갯벌의 산소소모율 보다 약 3배 이상 컸고(김, 2006) 유기물 오염부하가 큰 남해 중부 반폐쇄성만 및 양식장 주변 퇴적물보다 높았다(이 등, 2003, 2004). 그리고 안 등(2007)이 동일지역에서 하계에 측정한 결과와 비슷했다.

실험실에서 Flow on-off 방법으로 측정한 산소소모율(potential oxygen consumption rate)을 Fig. 9과 10에 나타냈다. 두 그래프에서 그림(A)는 퇴적물의 각 깊이(z)에서 측정한 초(second)단위의 산소변화이고, 그림(B)는 그림(A)에서 얻어진 용존산소의 초기감소 기율기를 공극율로 보정한 부피 차원의 산소소모율(volumetric oxygen consumption rate)의 수직분포이다. 면적차원의 산소소모율은 세립한 사질 퇴적물($\phi: 3.84$)이 $39.5 \text{ mmol O}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 로 동일지역에서 측정한 chamber의 결과와 유사했다. 그러나 비교적 조립한 사질 퇴적물($\phi: 3.01$)에서 산소소모율은 $73.3 \text{ mmol O}_2 \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 로 세립한 사질 퇴적물에 비해 약 2배 높았다.

공극수의 용존산소 분포 및 이동은 확산, 이류, 반응차(net reaction = production - consumption)에 의해 결정된다. 사질 퇴적물은 큰 투수성으로 이류 영향이 확산 영향보다 수 자리수(order) 커 확산을 무시할 수 있다(Huettel and Webster, 2001). 그리고 수주의 물리적 힘과 퇴적물 표층의 미세지형(micro-topography)은 퇴적물 표층에 압력진동을 일으켜 공극수 이동을 촉진시킬 수 있다. 결론적으로 사질 퇴적물에서 이류를 고려치 않은 산소소모율과 퇴적물/해수 계면에서 물질 플럭스 추정은 많은 오류를 내포 할 수 있다(de Beer et al, 2005; Polereck et al., 2005).

퇴적물의 산소소모율 측정 방법에는 산소미세전극을 이용하여 확산경계층(diffusivity boundary layer, DBL)에서 산소농도 기율

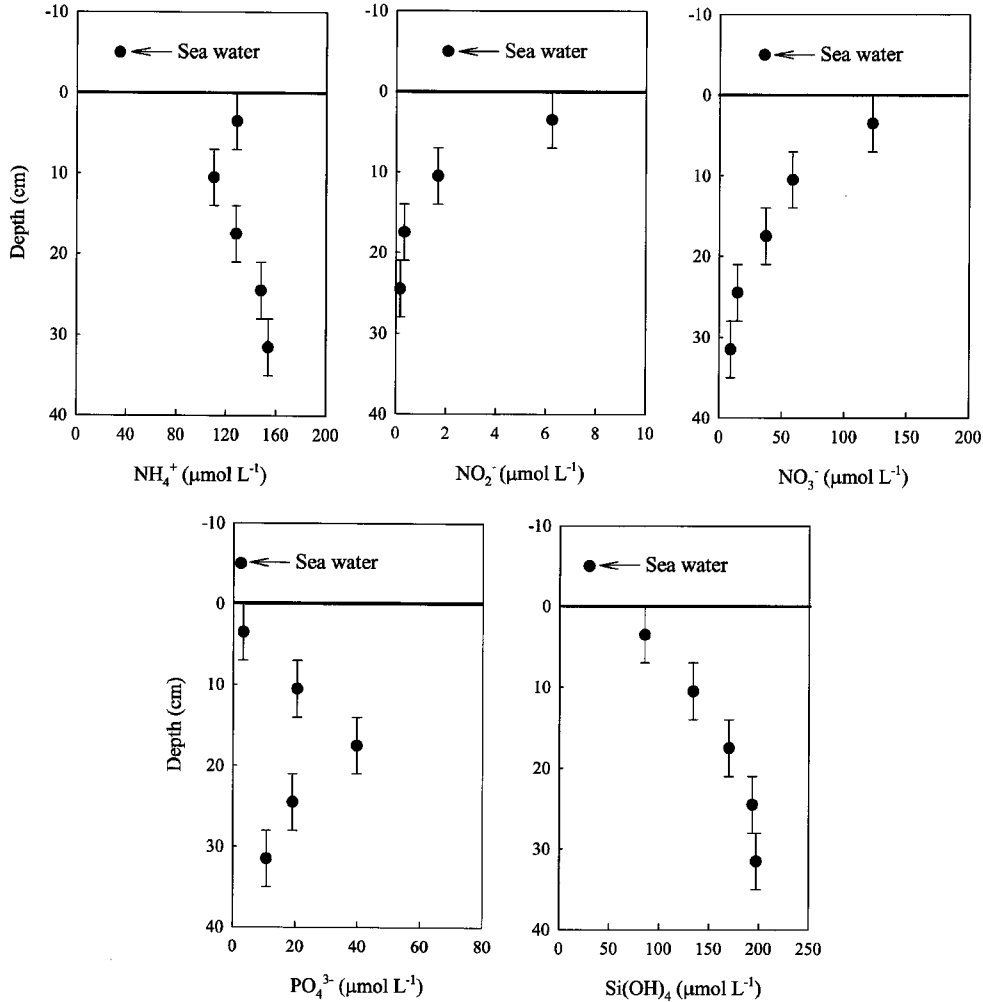


Fig. 6. Vertical profiles of nutrients concentrations in pore water of the intertidal sandy sediment of Nakdong estuary. The vertical error bars represent the range of sampling depth and the arrows indicate the concentration of nutrients in bottom water.

Table 2. Nutrients concentrations in the bottom water (B.W.) and pore water in the intertidal fine sandy sediment of Nakdong estuary

| Depth (cm) | $\mu\text{mol L}^{-1}$ | | | | |
|------------|------------------------|-----------------|-----------------|--------------------|-------------------|
| | NH_4^+ | NO_2^- | NO_3^- | PO_4^{3-} | Si(OH)_4 |
| B.W. | 34 | 2.1 | 35 | 2.4 | 29 |
| 0-7 | 128 | 6.2 | 122 | 3.2 | 85 |
| 7-14 | 110 | 1.7 | 58 | 20 | 133 |
| 14-21 | 128 | 0.3 | 37 | 39 | 169 |
| 21-28 | 148 | 0.2 | 14 | 19 | 193 |
| 28-35 | 153 | N.D. | 9.1 | 10.8 | 197 |

N.D.: Not determined.

기를 구해 Fick의 확산 제1법칙에 대입하여 추정하는 방법과 공극수의 용존산소 수직분포에 1차원 확산-반응 모델을 적용해서 계산하는 방법이 있다. 그리고 일정 용기에서 산소농도 감소 기울기로 계산하는 benthic chamber 방법이 있다. 그러나 산소미세전극 방법은 퇴적물/해수 계면에서 산소 이동이 주로 확산에 의해 일어나는 mud나 silt 퇴적물에서 적용할 수 있다. 또한 미세센서의 구조 특성상 쉽게 파손될 수 있어 사질퇴적물에서 이용은 제한적이다. 한편, benthic chamber를 사질 퇴적물에 사용할 경우 외부의

물리적 에너지(pressure gradient)를 chamber 내부에 전달할 수 있는 구조 또는 인위적인 교반장치 등이 고려되어야 한다(Giud et al., 1996, Janssen et al., 2005a). 사질 퇴적물에서 인위적인 영향(artifact)을 최소화 하여 보다 정확한 산소소모율을 측정하고자 Sandy와 같은 다기능 benthic chamber가 개발되고 있다(Janssen et al., 2005a). 그 외 다수의 측정기법들이(eddy-correlation method, column reactor method, flow on-off method등)이 개발되어 신뢰성 있는 결과들을 보고하고 있다(Berg et al., 2003; Reimer et al.,

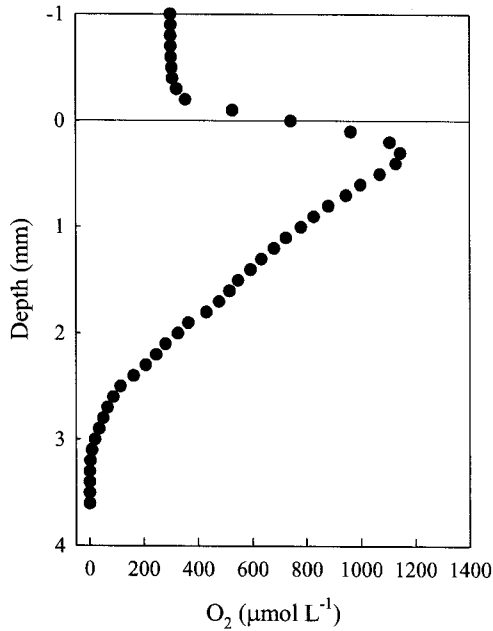


Fig. 7. The steady state profiles of oxygen in the sandy sediment of intertidal flat incubated at a surface irradiance of $962 \mu\text{mol photons m}^{-2}\text{s}^{-1}$.

2004; Polerecky *et al.*, 2005).

가장 세립한 사질 퇴적물($\phi = 3.84$)에서 두 가지 방법(dark chamber incubation, flow on-off method)을 적용해서 측정한 산소소모율은 비슷했다. 그러나 조립한 퇴적물의 경우 benthic chamber 결과가 없어 산소소모율 측정에 있어 퇴적물 입도의 영향에 대한 방법론적인 비교는 불가능하다. 이에 따라 우리가 현장에서 사용한 benthic chamber의 유효성에 대한 논의는 다른 기회에 다룰 것 이다. 단,

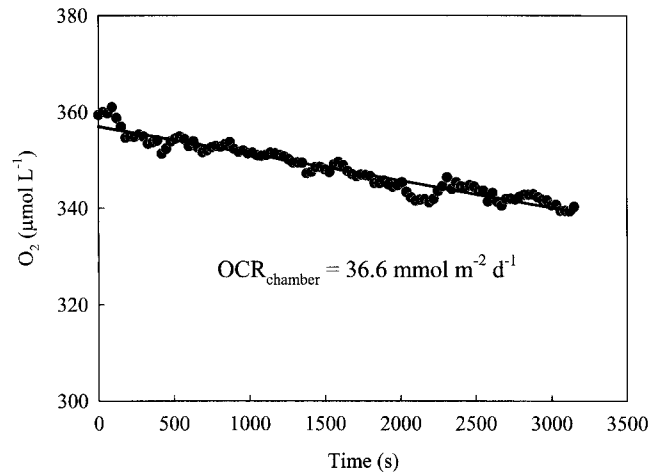


Fig. 8. Time courses of oxygen during the in situ dark chamber incubation. The solid line indicates the linear regression of the measured points. Each data were acquired at 30 s interval.

Jassen *et al.* (2005b)은 퇴적물 입자 크기에 따라 chamber의 교반, 즉, 이류 영향에 대해 보고했다. 그들의 결과를 인용하면, 입자가 세립한 사질 퇴적물은 이류(advection) 영향을 적게 받는 반면, 퇴적물 입자가 커질수록 이류 영향이 함께 커지는 결과를 보고했다. 이는 퇴적물 입자가 커질수록 이류에 의해 전자수용체(O_2 , SO_4^{2-})가 보다 많이 효율적으로 공급되고, 퇴적물 속에 포획(trap)되는 입자성 유기물질의 양 역시 증가하는 것을 의미있다(Huetzel and Rusch, 2000). 또한 이류 영향이 많이 반영되는 조립한 사질 퇴적물은 산화층 깊이가 두꺼워 재광물화와 환원물질의 산화가 호기성 호흡에 의해 결정되는 반면, 세립한 퇴적물은 전자수용체의 공급이 상

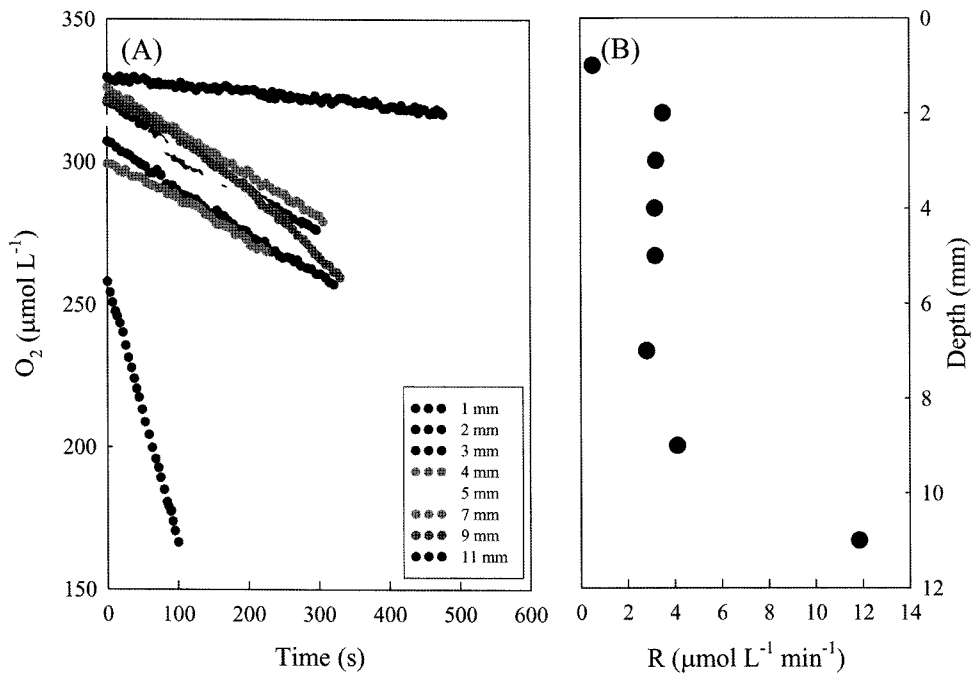


Fig. 9. (A) The oxygen concentration variation in fine sand sediment ($\phi 3.84$) with time increasing during flow off periods. (B) The vertical profiles of the porosity corrected volumetric oxygen consumption rates ($R(z)$) in discrete depths.

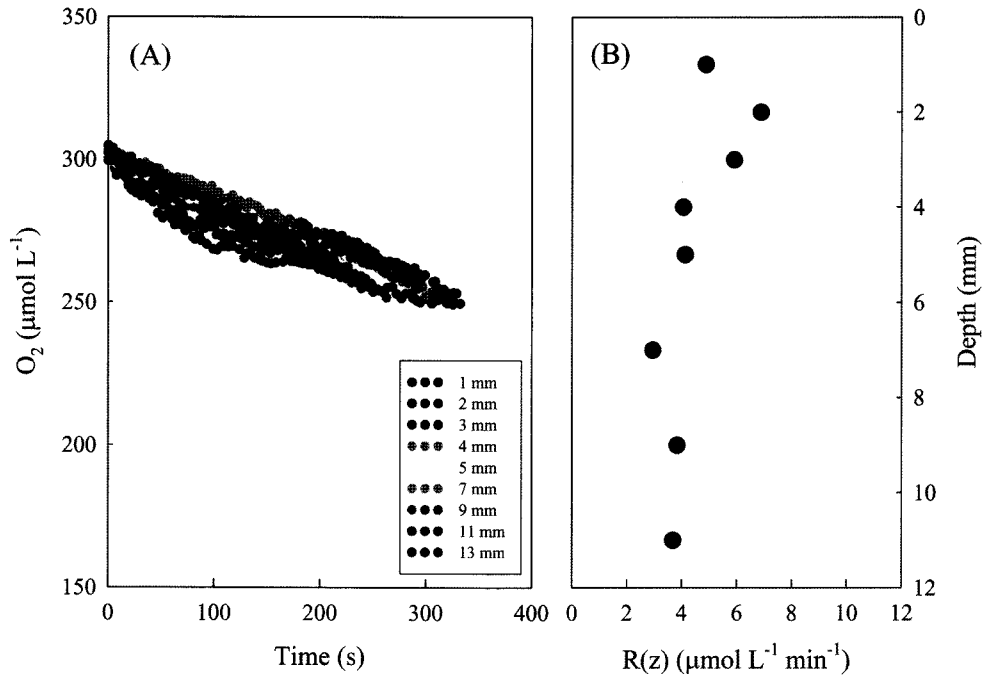


Fig. 10. (A) The oxygen concentration variation in medium sand sediment (ϕ 3.01) with time increasing during flow off periods. (B) The vertical profiles of the porosity corrected volumetric oxygen consumption rates ($R(z)$) in discrete depths.

대적으로 작아 호기성 호흡(aerobic respiration)과 더불어 아-호기성(sub-oxic)의 환경에서 일어나는 생지화학적 반응 과정이 물질 순환에 큰 영향을 미칠 수 있을 것이다.

갯벌에서 사질 퇴적물의 산소 투과깊이는 조석주기에 따라 크게 변화한다(de Beer *et al.*, 2005; Werner *et al.*, 2006). 간조 때는 해수에서 공급되는 산소가 제한되어 투과깊이가 얕아진다. 하지만 만조에는 수주의 강한 물리적 이유 힘으로 퇴적층 깊숙이 산소를 공급할 수 있다. 결과적으로 조석주기에 따라 산소 투과깊이가 1 cm 이내에서 약 10 cm까지 크게 변화한다(Werner *et al.*, 2006). 이와 같은 상황들을 고려해 볼 때 우리가 측정할 산소투과깊이는 간조시에 측정된 것으로 전 조석주기의 최소값일 것이다.

이류는 수주 및 퇴적물 표층의 입자성 유기물질(bacteria, benthic algae, detritus POM)을 사질 퇴적층 속으로 밀어 넣어 포획되게 한다(Huettel and Rusch 2000, Rusch and Huettel 2000). 동시에 포획된 입자유기물은 퇴적물 입자가 물리적인 힘에 의해 이동이 될 때, 특히 규조류와 같이 깨지기 쉬운 입자들은 물리적 충격에 의해 파쇄되어 재광물화가 더욱 촉진된다(Ehrenhauss and Huettel, 2004). 즉, 사질퇴적물은 입자유기물을 포획-파쇄-분해-용출시키는 기능을 갖고 있어 폐수처리장의 tricking filter system과 유사하다(Boudreau *et al.*, 2001). 이런 이유로 사질 퇴적물의 표면을 통해 순환하는 물의 양을 정량적으로 추정하는 것은 물질순환과 자연 여과기능을 이해하는데 도움이 된다. 이 연구에서 얻어진 산소 소모율을 이용하여 계산한 저층 해수 여과율은 $65\sim 122 \text{ L m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 범위로 기존에 보고된 복해 갯벌 사질 퇴적물 보다 2배 이상 낮게 추정되었다(Werner *et al.*, 2006). 낮은 이유는 복해의 사질 퇴적물의 입자크기가 낙동강 하구 갯벌 사질 퇴적물 보다 약 3배 정도 컸으며, 산소소모율 계산에 이용된 산소투과깊이가 전 조석주

기에 걸쳐 측정된 깊이를 이용해서 생긴 결과로 판단된다.

사질 퇴적물에서 유기탄소 순환

퇴적물의 산소 소모는 호기성, 혐기성 호흡과 환원성물질의 재산화가 더해진 총 양의 개념을 갖고 있다. 퇴적물에서 소비되는 산소는 전자공여체(electron donor)의 공급양과 평형이 됨으로 세부적인 전자공여체들 간의 화학 분자량적 물질수지 추정(mass balance estimation)은 유기탄소의 생지화학적 순환을 정량화 할 수 있다.

낙동강 하구 갯벌 사질 퇴적물 내에서 전자공여체가 될 수 있는 것들을 대략적으로 구분하면, 갯벌 표층의 저서미세조류(MPB)의 기초생산(F_{MPB}), 수주에서 퇴적물로 유입되는 입자성 유기탄소(F_{POC}), salt marsh에서 유입되는 쇄설성 입자유기탄소($F_{detri.}$), 퇴적물내의 환원성 물질($F_{R.M.}$) 등이 있으며 각각의 플럭스의 총 합은 산소소모율과 같다(식 8).

$$F_{total} = F_{MPB} + F_{POC} + F_{detri.} + F_{R.M.} \quad (8)$$

두 가지 방법으로 추정된 산소소모율(F_{total})은 $37\sim 73 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($0.34\sim 0.67 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) 범위였고, 현장 광량과 수온을 재현시켜 실험실에서 추정한 저서미세조류(MPB)의 기초생산력(F_{MPB})은 $16 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($0.15 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)였다. 우리는 수주의 입자성 유기물질의 농도를 직접 측정하지 못해 기존에 보고된 결과를 인용했다. 안 (2007)은 같은 지역에서 해수의 연 평균 Chl-a 농도를 $10 \mu\text{g/L}$ 이하였다고 보고했다. 이들이 보고한 Chl-a 농도에 탄소의 변환상수 50을 곱해 유기탄소 농도로 환산한 후, 저층수의 여과율을 곱해 수주에서 퇴적물 속으로 포획되는 유기탄소 양을 추정했다. 퇴적물로 포획되는 입자성 유기물질의 플럭스(F_{POC})는

0.03~0.06 g C m⁻² d⁻¹로 나타났다.

이 연구에서 쇄설성 입자 플럭스(F_{detri}) 및 환원성 물질의 재산화 플럭스(F_{R.M.})를 구분하여 추정하지 못해 두 항이 전체 유기물 수지에 기여하는 부분에 대한 정량적인 해석은 현 시점에서 불가능하다. 또한 입자성 유기물 역시 직접 측정하지 못했다. 따라서 정확한 정량적인 해석에는 분명한 한계점이 있다. 단, 연구지역 주변에 갈대가 밀집하여 있었고, 춘계를 제외한 전 시기에 세모고랭이가 서식하는 것이 관찰되었다(안, 2007). 특히, 계절에 따라 갈대와 세모고랭이의 현존량이 저서미세조류 보다 약 90배, 기초생산력이 23배 이상 큰 것으로 보고되어 이들 식물군에서 공급되는 쇄설성 유기물질의 양이 상당 부분을 차지할 가능성이 매우 높을 것으로 생각된다(안, 2007; Kang *et al.*, 2007). 반면, 사질퇴적물에서 환원물질은 지속적인 전자수용체의 공급으로 빠르게 산화되어 퇴적층에 축적되지 않아 체류시간이 짧다. 그리고 이 연구의 시기가 수온이 상대적으로 낮은 시기로 미생물의 호흡이 낮았을 가능성이 높다. 즉, 환원물질의 공급이 작고 산화에 의한 제거가 많은 경우 공급수내 현존량은 극히 적을 수 있다. 결론적으로 총 전자공여체 플럭스 중 많은 부분(약 38~69%)은 쇄설성 기원인 유기물이 기여한 것으로 생각된다. 그리고 유기탄소의 물질수지를 추정하기 위해서는 전 조석주기에서 다양한 분석기법을 이용한 계절별 조사가 필요할 것으로 판단된다.

연안에서 사질퇴적물의 중요성

최근 연안에서 사질퇴적물은 빠른 속도로 사라지고 있다. 그 대표적인 사례는 해사 채취이다. 건축자재의 수요증가로 넓은 해역에서 사질퇴적물이 마구잡이로 채취되고 있다. 대단위 해사채취는 해저지형, 퇴적물의 조성, 저서생물군의 변화를 초래하는 것으로 보고되고 있다. 그러나 환경 영향에 대한 대부분의 연구는 주로 저서생물의 생물 현존량, 종조성의 변화 등 해양 저서생물의 생태학적인 측면에만 한정되어 있다. 사질퇴적물이 유기탄소 순환과 물질순환에 많은 기여를 하여 마치 거대한 생지화학적 반응로 또는 여과조의 역할을 한다면, 대단위 해사채취는 연안환경의 중요한 고유 기능을 훼손하는 활동이 분명할 것이다. 우리가 추정한 여과율에 낙동강 하구갯벌의 전체 면적 96 km²을 외삽(extrapolation)하여 계산한 여과율(filtration rate)은 하루에 약 0.6~1.1×10⁷ ton으로 추정되었다. 이 값은 부산시의 7개 주요 하수종말처리장의 하루 최대 처리량(2.0×10⁶ ton) 보다 한 자리수(order) 큰 결과(부산광역시, 2006)이다. 직접적인 비교는 어렵지만 사질퇴적물이 갖고 있는 생축매 여과 기능을 고려해 본다면 상당한 양의 유기물이 낙동강 하구 사질퇴적물 속에서 분해되며, 분해산물은 매우 빠르게 수층 또는 퇴적물 내에서 재분배 과정을 거치게 될 것이다.

사 사

이 연구는 국립수산과학원의 “국가해양환경측정망운영 중 하구측정망 운영(RP-2007-ME-038)”의 일환으로 수행되었습니다. 시료 채집과 분석에 환경평가실 연구원의 도움이 컸습니다. 특히, 연구가 원활히 수행될 수 있도록 각종 지원을 해주신 김외숙 선생님께 깊은 감사를 드립니다. 논문을 검토하고, 세밀하게 지적해주신 한양대학교 이정호 교수님과 해양연구원 김동선박사님께 감사를 드립니다.

참고문헌

김동선, 2006. 강화도 남부 갯벌퇴적물에서 산소 미세전극을 이용한 산소소모율 추정. *Ocean and Polar Research*, **28**(2): 119-127.

부산광역시, 2006. 2006 환경백서. 52-6260000-000115-10, 238p.

안순모, 2007. 훼손된 자연 생태계 복원기술: 낙동강 하구역 습지 생태계 훼손지역 복원 및 관리기술. 환경부, 051-061-013, 288p.

이재성, 김기현, 유준, 정래홍, 고태승, 2003. 산소미세전극을 이용한 남해연안 퇴적물/해수 계면에서 산소소모율 및 유기탄소산화율 추정. *한국해양학회지*, 바다, **8**: 392-400.

이재성, 정래홍, 김기현, 권정노, 이원찬, 이필용, 구준호, 최우정, 2004. 해상 어류가두리양식장의 환경영향평가: I. 퇴적물 산소소모율 및 저서동물을 이용한 유기물 오염영향권 추정 및 유기탄소 순환, *한국해양학회지*, 바다, **9**: 30-39.

정창수, 김석현, 강동진, 박용철, 윤철호, 홍기훈, 1999. 해저퇴적물의 광합성 색소 유도체 함량분포에 의한 마산만 부영양화 진행과정 추정. *한국해양학회지*, 바다, **4**: 101-106.

해양수산부, 2005. 해양환경공정시험방법. 400p.

Berg, P., H. Røy, F. Janssen, V. Meyer, B.B. Jørgensen, M. Huettel, and D. de Beer, 2003. Oxygen uptake by aquatic sediment measured with a novel-invasive eddy correction technique. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **261**: 75-83.

Billerbeck, M., H. Røy, K. Bosselmann, and M. Huettel, 2007. Benthic photosynthesis in submerged Wadden Sea intertidal flats, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **71**: 704-716.

Boudreau, B.P., M. Huettel, S. Forster, R.A. Jahnke, A. McLachlan, J.J. Middelburg, P. Nielsen, F. Sanson, G. Taghon, W.V. Raa-phorst, I. Webster, J. M. Weslawski, P. Wiberg, and B. Sundby, 2001. Permeable marine sediments: overturning and old paradigm. *EOS*, **82**(11): 133-140.

Broecker W.S. and T.H. Peng, 1974. Gas exchange rates between air and sea. *Tellus*, **72**: 248-254.

Burnett, W.C., H. Bokuniewicz, M. Huettel, W.S. Moore and M. Taniguchi, 2003. Groundwater and porewater inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry*, **66**: 3-33.

de Beer, D., F. Wenzhöfer, T.G. Ferdelman, S.E. Boehme, and M. Huettel, J.E.E. van Beusekom, M.E. Böttcher, N. Musat, and N. Dubilier, 2005. Transport and mineralization rates in North Sea sandy intertidal sediment, Sylt-Rømø Basin, Wadden Sea. *Limnol. Oceanogr.*, **50**(1): 113-127.

Ehrenhauss, S. and M. Huettel, 2004. Advective transport and decomposition of chain-forming planktonic diatoms in permeable sediments. *J. Sea Res.*, **52**: 179-197.

Epping, E.H.G., A. Khalili and R. Thar, 1999. Photosynthesis and the dynamics of oxygen consumption in a microbial mat as calculated from transient oxygen microprofiles. *Limnol. Oceanogr.*, **44**(8): 1936-1948.

Folk, R.L. and W.C. Ward, 1957. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Pet.*, **27**: 3-26.

Frank, U., L. Polerecky, E. Precht, and M. Huettel, 2006. Wave tank study of particulate organic matter degradation in permeable sediments, *Limnol. Oceanogr.*, **51**(2): 1084-1094.

Gattuso, J.P., M. Frankignoulle, and R. Wollast, 1998. Carbon and

- carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* **29**: 405–434.
- Glud, R.N., S. Forster, and M. Huettel, 1996. Influence of radial pressure gradients on solute exchange in stirred benthic chambers. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **141**: 303–311.
- Hancke, K. and Glud, R.N., 2004. Temperature effects on respiration and photosynthesis in three diatom-dominated benthic communities. *Aquatic Microbial Ecology*, **37**: 256–281.
- Huettel, M. and G. Gust, 1992. Impact of bioroughness on interfacial solute exchange in permeable sediments. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **89**: 253–267.
- Huettel, M., and A. Rusch, 2000. Transport and degradation of phytoplankton in permeable sediment, *Limnol. Oceanogr.*, **45**(3): 543–549.
- Huettel, M. and I.T. Webster, 2001. Porewater flow in permeable sediments, p. 144–179. In B.P. Boudreau and B.B. Jørgensen [eds.], *The benthic boundary layer*. Oxford Univ. Press.
- Janssen, F., M. Huettel, and U. Witte, 2005a. Pore-water advection and solute fluxes in permeable marine sediments (I): Calibration and performance of the novel benthic chamber system *Sandy*. *Limnol. Oceanogr.*, **50**: 768–778.
- Janssen, F., M. Huettel, and U. Witte, 2005b. Pore-water advection and solute fluxes in permeable marine sediments (II): Benthic respiration at three sandy sites with different permeabilities (German Bight, North Sea). *Limnol. Oceanogr.*, **50**: 779–792.
- Kang, C. K., E. J. Choy, S. Paik, H. Park, K. Lee, S. An, 2007. Contributions of primary organic matter sources to macroinvertebrate production in an intertidal salt marsh (*Scirpus triquetus*) ecosystem. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **334**: 131–143.
- Kühl, M., R.N. Glud, H. Ploug and N.B. Ramsing, 1996. Microenvironmental control of photosynthesis and photosynthesis-coupled respiration in an epilithic cyanobacterial biofilm. *J. Phycol.*, **32**: 799–812.
- Migné, A., N. Spilmont, and D. Davoult, 2004. In situ measurements of benthic primary production during emersion: seasonal variations and annual production in the Bay of Somme (eastern English Channel, France), *Continental Shelf Research*, **24**: 1437–1449.
- Polerecky, L., U. Franke, U. Werner, B. Grunwald, and D. de Beer, 2005. High spatial resolution measurement of oxygen consumption rates in permeable sediments. *Limnol. Oceanogr.: Methods*, **3**: 75–85.
- Precht, E. and M. Huettel, 2003. Advective pore-water exchange driven by surface gravity waves and its ecological implication. *Limnol., Oceanogr.*, **48**(4): 1674–1684.
- Reimers, C.E., H.A. Stecher III, G.L. Taghon, C.M. Fuller, M. Huettel, A. Rusch, N. Ryckelynck, and C. Wild, 2004. In situ measurement of advective solute transport in permeable shelf sediments, *Continental Shelf Research*, **24**: 183–201.
- Revsbech, N.P. and B.B. Jørgensen, 1983. Photosynthesis of benthic microflora measured with high spatial resolution by the oxygen microprofile method: capabilities and limitations of the method, *Limnol. Oceanogr.*, **28**: 749–756.
- Rusch, A. and M. Huettel, 2000. Advective particle transport into permeable sediments-evidence from experimental in an intertidal sandflat. *Limnol. Oceanogr.*, **45**: 525–533.
- Thamdrup, B., J.W. Hansen, and B.B. Jørgensen, 1998. Temperature dependence of aerobic respiration in a coastal sediment, *FEMS Microbiol. Ecol.*, **25**: 189–200.
- Ullman, W.J. and R.C. Aller, 1982. Diffusion coefficients in near shore marine sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **27**: 552–556
- Werner, U., M. Billerbeck, L. Polerecky, U. Franke, M. Huettel, J.E.E. van Beusekom, and D. de Beer, 2006. Spatial and temporal patterns of mineralization rates and oxygen distribution in a permeable intertidal sand flat (Sylt, German). *Limnol. Oceanogr.*, **51**(6): 2549–2563.
- Wieland, A. and M. Kühl, 2000. Irradiance and temperature regulation of oxygenic photosynthesis and O₂ consumption in a hypersaline cyanobacterial mat. *Mar. Biol.*, **137**: 71–85.

2007년 9월 18일 원고접수

2007년 11월 16일 수정본 채택

담당편집위원: 현정호