Article

서태평양 심해 원양성 퇴적물의 탄산염 함량 변화

김부근¹ · 김여훈¹ · 김형직^{1,2} · 형기성² · 유찬민^{2*}

¹부산대학교 지구환경시스템학부

(609-735) 부산광역시 금정구 장전동 산 30

²한국해양연구원 심해·해저자원연구부

(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29

Variation Calcium Carbonate Content in Deep-Sea Pelagic Sediments
of the Western Pacific Ocean

Boo-Keun Khim¹, Yeo Hun Kim¹, Hyung Jeek Kim^{1,2},
Kiseong Hyeong², and Chan Min Yoo^{2*}

¹*Division of Earth Environmental System*

Pusan National University, Busan 609-735, Korea

²*Deep-sea & Marine Georesources Research Department, KORDI*

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : Calcium carbonate (CaCO_3) content was measured from 3 box core (BC060301, BC060303, BC070301) sediments, in addition to pilot core (PC313) sediments, from deep waters within the Western Pacific Ocean. At the two collection sites (BC060301, PC313) located close to the equator, downcore variation exhibited low CaCO_3 content during the interglacial period and high CaCO_3 content during the glacial period. Variation of coarse fraction ($>63\ \mu\text{m}$) content also followed changes in CaCO_3 content, indicating that dissolution effect of bottom water decreased during the glacial period. Such variation pattern is typical of the Pacific Ocean. However, downcore variation at the two collection sites (BC060303, BC070301) in the Philippine Sea contrasted the trend of the previous two cores (i.e., high CaCO_3 content during the interglacial period and low during the glacial period). This pattern is typical of the Atlantic Ocean. Such results may be attributed to the increasing dilution effect, initiated possibly by the increased transportation of terrigenous materials from nearby continent and archipelago during the glacial period when sea level was low. Alternatively, it is possible that the non-carbonate biogenic particles may have been responsible for dilution. Because of these uncertainties, the record of CaCO_3 variation in the deep Western Pacific Ocean is not regionally consistent.

Key words : deep-sea sediments, calcium carbonate, Pacific-type, Atlantic-type, Western Pacific Ocean

1. 서 론

심해 퇴적물에 보존되는 탄산염의 함량은 일반적으로

세 가지 요인들에 의해 조절된다. 첫 번째는 표층 해수에서 형성된 탄산염 입자가 침강하는 수층이나 퇴적된 해저면에서 받게 되는 탄산염의 용해(dissolution) 효과이고, 두 번째는 표층 해수에서 기원하는 생물기원 탄산염 물질의 생산(productivity) 정도, 그리고 세 번째는 비생물기원

*Corresponding author. E-mail : cmyoo@kordi.re.kr

또는 비탄산염 퇴적물 입자들에 의한 희석(dilution) 효과에 의하여 퇴적물내의 탄산염 함량이 변화되며, 대부분의 탄산염 함량은 이들 세 가지 요인들의 복합적인 작용에 의해 결정된다(Volat et al. 1980; Dean et al. 1981; Arrhenius 1988; Archer 1991; Emerson and Archer 1992).

태평양 해저는 대서양 해저에 비하여 탄산염이 풍부하지 않은 바다로 알려져 있다. 이러한 이유는 대양을 순환하는 전 지구적 심층 순환의 결과로 해수의 특성이 대양마다 분별되어 탄산염 보상 수심(calcite compensation depth)이 각각 다르기 때문이다(Broecker 1982). 대서양에 비하여 탄산염 보상 수심이 얕은 태평양의 심해 해저에는 탄산염 퇴적물의 보존이 매우 어렵기 때문에 대부분 지역에 적점토(red clay)와 규산질 연니(diatomaceous ooze)가 풍부하게 분포한다. 그러나 태평양에서도 탄산염 보상 수심보다 얕은 수심의 동태평양 해령(East Pacific Rise)과 같은 높은 해저 지형이나 적도 해역의 용승 지역처럼 표층 해수의 생산성이 높은 지역의 해저에는 탄산염 퇴적물의 보존이 상대적으로 양호하다(Kennett 1982).

심해 원양성 퇴적물의 탄산염 함량은 빙하기-간빙기 동안 태평양과 대서양에서 서로 다른 변화 양상을 보인다. 현생의 심해 환경에서는 전 지구적 심층 순환의 결과에 의하여 대서양 해저에서 탄산염의 보존이 양호하고 태평양 해저의 경우 탄산염의 보존 정도가 낮다(Broecker 1982; Broecker and Peng 1982). 그러나 빙하기동안에 일반적으로 대서양 심해지역의 경우 탄산염 함량이 현재보다 낮게 나타나고, 반대로 태평양 심해지역은 탄산염 함량이 현재보다 높은 값이 측정된다(Thompson and Saito 1974; Adelseck and Anderson 1978; Dean et al. 1981; Oxburgh and Broecker 1993). 이와 같이 빙하기동안에 현재보다 낮은 탄산염 함량의 변화를 보이는 형태를 대서양형(Atlantic-type) 변화라 표현하고, 반대로 빙하기동안에 현재보다 높은 탄산염 함량의 변화를 나타내는 형태를 태평양형(Pacific-type)이라고 구분한다. 빙하기동안 태평양과 대서양에서 탄산염 함량의 변화 양상이 서로 다르게 나타나는 주된 이유는 해수면이 낮았던 빙하기동안 대서양에서는 넓은 대륙주변부의 대륙붕이 대기 중에 노출되어 육상으로부터 운반되는 쇄설성 입자들이 심해로 직접 운반되어 비탄산염 입자의 희석 효과가 상대적으로 증가되었기 때문으로 해석되고 있다(Ruddiman 1971; Hays and Perruzza 1972).

한편, 태평양에서 빙하기동안 심해 퇴적물의 탄산염 함량이 증가된 요인으로 두 가지 가설이 제시되고 있다. 첫 번째 가설은 빙하기동안 태평양의 표층 해수에서 생물기원의 탄산염 생산이 증가되었다는 생산성 가설(productivity hypothesis)이다(Pedersen 1983; Lyle et al. 1988; Pisias

and Rea 1988; Archer 1991; Pedersen et al. 1988, 1991; Herguera and Berger 1991; Rea et al. 1991; Murray et al. 1993). 두 번째 가설은 빙하기동안 심층 해수의 탄산염 용해(dissolution) 능력이 감소되었다는 용해 가설(dissolution hypothesis)이다(Berger 1973; Thompson and Saito 1974; Emerson 1985; Farrell and Prell 1988; Wu and Berger 1989; Le and Shackleton 1992). 아직까지도 두 가지 가설에 대한 논란이 지속되고 있지만, Berger (1992)는 빙하기-간빙기 사이에 탄산염 생산성의 변화와 용해의 변화를 접목시킨 두 가지 과정을 연결하여 복합적인 원인을 주장하였다. 그럼에도 불구하고 이후에도 최근까지 태평양의 빙하기-간빙기 탄산염 변화에 대한 논란은 지속되고 있다(Anderson et al. 2008).

심해의 원양성 퇴적물을 구성하고 있는 생물기원의 탄산염은 표층 해수에서 형성될 당시의 해양 환경 조건을 잘 기록하고 있기 때문에 고해양환경을 복원하는 연구에 매우 중요하게 사용되는 대상이다(Wefer et al. 1999). 태평양 적도해역은 대기로 공급되는 수증기와 고위도로 전달되는 열의 중요한 기원지이며, ENSO와 관련된 기후교란에 의해서 전 지구기후에 영향을 미친다. 태평양의 중앙 적도 및 동적도 지역에 비하여 서적도 태평양 지역의 경우 고해양환경 연구가 상대적으로 최근에 관심을 갖고 수행되어지고 있다(Kimoto et al. 2003; Thevenon et al. 2004; Zhang et al. 2008). 특히, 서적도 태평양 해역은 전 세계 해양에서 가장 높은 연평균 표층 수온을 유지하는 서태평양온난수괴(Western Pacific Warm Pool: WPWP)를 포함한다. 이 연구에서는 서태평양 해역에서 채취한 코아 퇴적물의 탄산염 함량을 측정하여 시간에 따른 탄산염 함량 변화와 그 요인을 살펴보고 지역적인 탄산염 함량 변화의 특성을 이해하고자 한다.

2. 재료 및 방법

서태평양 지역에서 상자형 시료 채취기(box corer)를 이용하여 채취한 3점(BC060301, BC060303, BC070301)의 코아 퇴적물 시료와 보조 주상시료 채취기(pilot corer)를 이용하여 채취한 1점(PC313)의 퇴적물 시료에서 탄산염 함량을 측정하였다(Fig. 1). 총 4점의 코아 퇴적물은 해저면의 경계를 잘 보존하고 있었으며, 퇴적물 시료의 위치와 채취 수심은 Table 1에 정리되어 있다.

탄산염 함량의 측정은 1 cm 간격으로 4개의 주상시료에서 총 143개의 퇴적물 시료에서 이루어졌다. 총무기탄소(Total Inorganic Carbon, TIC) 함량은 퇴적물 분말 시료를 무기탄소분석기(UIC CO₂ Coulometer, Model CM5014)를 이용하여 측정하였다. 산처리 모듈에서 퇴적물의 탄산염과 인산의 반응으로 탄산염의 용해에 의해 발생된 이산

Fig. 1. Study area in the Western Pacific Ocean, showing the location of coring sites.

Table 1. Location and water depth of core collection sites

Core	Latitude	Longitude	Depth
BC060301	7°38.175'N	152°10.597'E	3,932 m
BC060303	12°29.978'N	134°59.635'E	3,724 m
BC070301	15°31.372'N	134°30.103'E	3,440 m
PC313	2°00.037'N	164°33.761'E	4,259 m

Table 2. List of AMS radiocarbon dating age

Core	Depth	Radiocarbon age	Code
BC060301	7 cm	10988±35	NZA32846
BC060301	15 cm	28170±160	NZA32847
BC060303	7 cm	12345±40	NZA32848
BC060303	13 cm	26430±130	NZA32856

화탄소가 가스 유입에 의해 전량분석 셀로 이동된다. 이때, 전량분석 셀에는 모노에탄올라민(monoethanolamine) 수용액이 담겨져 있고, 한 개의 색채 지시자가 들어있다. 이산화탄소는 정량적으로 이 용액에 흡수되고, 모노에탄올라민과 반응하여 색채 지시자를 퇴색시키는 적정이 가능한 강산(hydroxyethylcarbamic acid)을 형성한다. 이러한 적정은 자동적으로 일어나며, 음극단자에서 발생된 수소이온이 용액을 원래의 상태인 푸른색으로 되돌려 놓게 된다. 이때 분석 셀 내 반응용액의 수소이온농도(pH) 변화는 수소이온농도 지시용액의 색상변화로 표현되며 광검출기가 이를 투과율(%T)로서 검출한다. 투과율이 증가하면 자동으로 전류가 발생하여 투과율에 비례하여 염기를 발생시켜 이산화탄소의 흡수에 따라 발생된 산을 중화시키게 되며, 중화과정이 끝나고 용액이 원래의 색으로 돌아가면 전류발생이 중단되면서 적정이 끝나고, 발생한 전류량에 의해 시료 내 무기탄소의 함량을 정량하게 된다. 퇴적물의 탄산염 함량은 총무기탄소 함량에 탄소에 대한 탄산염의 비(CaCO₃/C)인 8.333을 곱하여 구하였다. 총무기탄소 함량 분석 실험의 오차는 약 ±0.1% 정도이다.

$$\text{CaCO}_3(\%) = \text{TIC}(\%) \times 8.333$$

63 μm 이상의 크기를 갖는 입자의 함량을 파악하기 위

하여 무게가 측정된 일정량의 건조된 퇴적물을 250-mesh 체에 걸러서 63 μm 보다 작은 세립한 입자를 제거하고 건조하여 무게를 측정한 후에, 63 μm 이상의 입자 함량(coarse fraction)을 계산하였다. 코아 퇴적물의 연대를 결정하기 위하여 여러 종의 부유성 유공충을 채취하여 뉴질랜드 National Isotope Centre의 Rafter Radiocarbon Laboratory에서 질량가속분석기(AMS)를 이용하여 방사성 탄소동위원소를 측정하여 연대를 계산하였다(Table 2). 이 연구에서는 보정되지 않은 측정연대(measured age)를 사용하였다.

3. 결과 및 토의

코아 퇴적물 4점(BC070301, BC060303, BC060301, PC313)은 연구지역의 탄산염 보상 수심(4,600 m)보다 얇은 수심에서 채취되었기 때문에 퇴적물 속의 탄산염 보존이 상대적으로 양호하다(Fig. 2). 이러한 4점의 코아 퇴적물은 코아 상부에서 하부로 깊이에 따른 탄산염 함량 변화 양상이 서로 대조되는 두 가지 형태의 변화 양상으로 구분된다. 코아 BC060301과 PC313은 코아 상부에서 하부로 가면서 탄산염 함량이 증가하는 형태를 보이는 반면에(Fig. 2a, 2b), 코아 BC060303과 BC070301은 코아 상

Fig. 2. Downcore variation of CaCO_3 content measured from the four sediment cores in the Western Pacific Ocean. AMS ^{14}C age dates are indicated.

부에서 하부로 가면서 탄산염 함량이 오히려 감소되는 변화를 보인다(Fig. 2c, 2d).

코아 BC060301과 PC313은 연구지역의 동쪽에 위치하고 있다(Fig. 1). 코아 BC060301의 상부는 탄산염 함량이 90% 미만이며 깊이가 13 cm에서 25 cm 사이에서는 90% 이상의 증가된 탄산염 함량을 보이다가 코아 하부에서 다시 감소하는 양상을 보여준다(Fig. 2a). AMS 연대측정 자료에 의하면 코아 BC060301의 7 cm에서 10.99 ± 0.04 kyr의 연대가 그리고 15 cm에서 28.17 ± 0.16 kyr가 계산되었다(Fig. 2a). 따라서 코아 BC060301의 상부에서 하부로 가면서 탄산염 함량이 증가되는 경향은 현재의 간빙기에서 마지막 빙하기로 가면서 탄산염 함량이 증가되는 것을 의미한다. 마찬가지로 코아 PC313의 상부에서 탄산염 함량이 70% 미만이고 코아 하부로 가면서 탄산염 함량이 70-75%로 증가한다(Fig. 2b). 코아 BC060301의 채취 수심은 3,932 m이며, 코아 PC313의 채취 수심은 4,259 m이다. 두 코아 사이의 탄산염 함량 차이는 아마도 수심에 따른 용해 효과가 다르기 때문에 코아 BC060301에서 더 높은 탄산염 함량이 측정된 것으로 생각된다. 결과적으로 코아 BC060301과 PC313의 간빙기-빙하기 탄산염 함량 변화는 간빙기에 탄산염 함량이 낮고 마지막 빙하기에 탄산염 함량이 높은 태평양 형의 양상으로 나타난다(Lyle et al. 1988; Pisias and Rea 1988; Farrell and Prell 1989; Wu and Berger 1989; Archer 1991; Pedersen et al. 1991; Rea et al. 1991; Murray et al. 1993).

코아 BC060303과 BC070301은 연구지역의 서쪽에 위치하고 파푸아뉴기니 섬을 포함하여 많은 섬들과 인접한 필리핀해에서 채취되었다(Fig. 1). 이 두 코아들의 깊이에 따른 탄산염 함량 변화는 코아 BC060301과 PC313과는 반대로 나타난다(Fig. 2c, 2d). 코아 상부의 탄산염 함량은 약 60%에서 70% 사이이며 코아 하부로 가면서 탄산염 함량이 코아 BC060303에서는 50% 미만으로 작아지고 코아 BC070301에서는 60% 미만으로 변화한다. 이 두 코아들은 연구 지역 동쪽에서 채취한 코아 BC060301과 PC313 보다 얕은 수심에서 채취되었지만 전체적인 탄산염 함량은 동쪽의 코아들 보다 낮게 측정되었다. AMS 연대측정 자료에 의하면 코아 BC060303의 7 cm에서 12.35 ± 0.04 kyr의 연대가 그리고 13 cm에서 26.43 ± 0.13 kyr가 계산되었다(Fig. 2c). 따라서 코아 BC060303 및 BC070301의 상부에서 하부로 가면서 탄산염 함량이 감소되는 경향은 현재의 간빙기에서 마지막 빙하기로 가면서 탄산염 함량이 감소되는 것을 의미한다. 즉 코아 BC060303과 BC070301의 간빙기-빙하기 탄산염 함량 변화는 코아 상부의 간빙기에 높고 코아 하부의 빙하기에 낮은 대서양 형으로 나타난다(Ruddiman 1971; Hays and Perruzza 1972).

코아 BC060301과 BC060303에서 $63 \mu\text{m}$ 이상의 입자 함량의 수직적인 변화는 탄산염 함량의 수직적인 변화와 비슷한 양상을 보인다(Fig. 3). 코아 퇴적물에서 $63 \mu\text{m}$ 이상의 입자는 대부분이 유공충의 개체를 포함한 유공충의

Fig. 3. Downcore variation of >63 μm particle fraction with CaCO_3 contents measured from the two sediment cores in the Western Pacific Ocean. AMS ^{14}C age dates are indicated.

과편으로 구성되어 있다. 코아 BC060301의 탄산염 함량이 낮은 상부 구간에서 63 μm 이상의 입자 함량은 20-40%를 보이다가 탄산염 함량이 증가되는 하부 구간에서 63 μm 이상의 입자 함량은 80% 이상으로 증가한다(Fig. 3a). 따라서 코아 BC060301에서 간빙기는 탄산염 함량과 63 μm 이상의 입자 함량이 낮게 측정되지만 빙하기는 탄산염 함량과 63 μm 이상의 입자 함량이 증가하는 특징을 보인다. 반면에 코아 BC060303은 상부 구간에서 높은 탄산염 함량과 40% 이상의 63 μm 이상의 입자 함량을 보이다가 하부 구간에서 탄산염 함량이 감소됨과 동시에 63 μm 이상의 입자 함량도 30% 미만으로 감소한다(Fig. 3b). 따라서 코아 BC060303에서 간빙기는 탄산염 함량과 63 μm 이상의 입자 함량은 높게 측정되었지만 마지막 빙하기는 탄산염 함량과 63 μm 이상의 입자 함량이 감소하는 특징을 보인다.

Le and Shackleton (1992)은 서태평양에서 퇴적물에 보존된 부유성 유공충의 과편을 이용하여 심층수 지역은 물론 중층수 지역에서도 기후변화에 따른 용해 효과가 변화되었다고 보고하였다. 해수의 용해 효과가 증가된 조건에서는 유공충의 과편이 증가되지만 용해 효과가 감소되면 유공충의 과편이 감소된다는 것이다. 이와 같이 해수의 용해 효과가 증가된 조건에서는 개체가 보존된 유공충의 수는 감소되어 일반적으로 63 μm 이상의 입자 함량이 감소

되는 것이다(Le and Shackleton 1992). 따라서 빙하기동안 높은 탄산염 함량은 서태평양의 적도 부근 심해 해수의 탄산염의 용해 능력이 감소된 결과에 의하여 퇴적물의 탄산염이 잘 보존되었기 때문에 63 μm 이상의 입자의 함량이 증가된 것으로 해석된다. 이러한 용해 조건의 변화에 대해서 Kimoto et al. (2003)은 서태평양 지역에서 *Globorotalia menardii* 종의 개체수를 통하여 확인하였다. 이 부유성 유공충 종이 탄산염 용해를 지시하기 때문에, 유공충 군집내의 개체수가 빙하기에는 증가하고 간빙기에는 감소하여 심층수의 용해 정도(degree of dissolution) 변화를 반영한다고 발표하였다.

한편 서태평양의 Ontong-Java 평원에서 채취된 코아 퇴적물의 탄산염 함량 변화를 이용하여 Schwarz et al. (1996)은 표층 해수의 탄산염 생산성의 중요성을 강조하고 탄산염 함량의 변화는 퇴적물의 재분포(redistribution) 과정을 통하여 집적(focusing) 효과에 의한 결과라고 발표하였다. 마찬가지로 서캐롤라인분지(West Caroline Basin)에서도 빙하기동안 높은 값을 보이는 탄산염 함량은 표층 해수의 생산성에 의한 유기탄소 함량의 역할이 중요한 조건으로 강조되었다(Kawahata et al. 1998). 최근에 Zhang et al. (2007)은 서태평양의 생산성은 간빙기보다 빙하기동안에 증가하였다고 주장하고 탄산염 용해 효과는 후빙기에 약화되고 간빙기에서 빙하기로 전환되는 동안 최고였다고 발표하였다. 이와 같이 여전히 서태평양 지역의 탄산염 함량 변화의 주요 요인에 대해서 다양한 논의가 지속되고 있다. 그렇지만, 빙하기에 높은 탄산염 함량을 보이는 태평양 형의 변화 형태라는 결과는 대부분의 연구에서 일관성 있게 보고되었다. 따라서, 코아 BC060301과 기존에 발표된 북태평양 적도 중앙해역에서 채취된 코아 RC11-210(1°49'N, 140°03'W, 4420 m)의 탄산염 함량 변화를 비교해 보면(Chuey et al. 1987), 태평양 형의 빙하기-간빙기 변화를 확인할 수 있다(Fig. 4a).

반면에 코아 BC060303의 탄산염 함량 변화를 연대가 잘 결정된 인근지역의 코아 MD97-2140(2°04'N, 141°76'E, 2547 m)의 탄산염 함량 변화와 비교해 보면(Thevenon et al. 2004), 두 코아들은 매우 유사한 빙하기-간빙기 탄산염 함량 변화인 대서양 형의 변화 형태를 보여준다(Fig. 4b). 태평양 심해에서 대서양 형의 빙하기-간빙기 탄산염 함량 변화의 코아 퇴적물은 예외적인 것이 아니다. Khim and Lee (2005)는 남태평양 뉴질랜드 인근 해역에서 시추된 ODP 181의 Site 1120에서 대서양 형의 탄산염 함량 변화를 보고하였다. Site 1120의 채취 수심은 탄산염 용해 약층(lysocline)보다 얇기 때문에 탄산염의 보존이 용해에 의한 영향을 많이 받지 않는다. 따라서 빙하기 동안 낮은 탄산염 함량은 해수면이 낮은 조건에서 뉴질랜드 섬들로부터 운반된 쇄설성 퇴적물 입자들이 광범위한 대륙붕에 퇴

Fig. 4. (a) Pacific-type CaCO_3 variation of core BC060301 in the Western Pacific Ocean. Core RC11-210 was reported by Chuey et al. (1987). (b) Atlantic-type CaCO_3 variation of core BC060303 in the Western Pacific Ocean. Core MD97-2140 was reported by Thevenon et al. (2004).

적되지 못하고 심해로 직접 운반되어 회석작용이 상승되었기 때문으로 해석되었다. 그러나 서태평양의 Ontong-Java 평원에서 Wu et al. (1991)은 플라이스토세 후기동안의 탄산염 함량 변화는 후빙기에 탄산염 함량의 최고값을 그리고 간빙기에서 빙하기로 이전되는 전환기에 최소값을 보인다고 발표하였다. 이러한 탄산염 함량의 변화는 탄산염 용해 약층이 후빙기에는 3.6 km 수심에 위치하지만, 빙하가 성장하는 시기에는 1 km 상승하여 수심 약 2.6 km에 위치하기 때문이라고 주장하였다. 그리고, 빙하기 동안의 탄산염 용해 약층의 상승은 중층수로부터 심층수로 이산화탄소가 이동되었기 때문이라고 해석하였다. 이번 연구에서 코아 BC060303과 BC070301의 경우는 빙하기 동안에 용해 효과의 증가보다는 아마도 비생물기원의 입자에 의한 회석 때문에 낮은 탄산염 함량을 보이는 것으로 생각된다. 이 코아들의 탄산염 함량은 코아 상부의 간빙기에 70% 미만이며 하부의 빙하기에 50% 미만으로 감소한다. 심해 원양성 퇴적물을 구성하는 성분으로 탄산염 입자를 제외하고 규산염 입자와 화산재를 포함한 쇄설성 입자로 구분할 수 있다. 서태평양 심해 퇴적물에서 분석된 규산염 입자의 함량은 약 10-20% 범위에서 변화되고 있다 (Kawahata et al. 1998). 따라서 코아 BC060303과 BC070301이 퇴적물을 구성하는 비쇄설성 입자의 함량은 적어도 30% 이상 차지한다.

코아 BC060303과 BC070301이 채취된 필리핀 해의 주변 해역에 위치한 뉴기니 섬을 포함하여 여러 섬들은 구조적으로 매우 불안정하고 활발하며, 섬들로부터 쇄설성 물질의 공급이 세계적으로 유명한 지역이다(Milliman and

Meade 1983; Milliman and Syvitski 1992). 따라서 해수면이 하강된 빙하기 동안에 시추코아 위치까지 공급되는 쇄설성 물질들의 양이 증가되어 회석 효과가 상승되었을 가능성이 있다. 그러나 이러한 쇄설성 입자들에 의한 회석 효과가 시추코아의 수심까지 뚜렷하게 나타날 수 있는 퇴적 작용을 설명하기에는 문제점이 제기된다. 따라서 육성기원의 쇄설성 입자들에 의한 회석효과와 함께 비탄산염 생물기원 입자들에 의한 효과를 배제할 수 없다. 예를 들어, 인근 지역에서 채취된 코아 MD97-2140에서 Thevenon et al. (2008)은 빙하기 동안에 매우 높은 유기탄소의 함량이 측정되었다고 발표하였고, 서캐롤라인분지에서 채취된 코아 C4402의 경우에는 빙하기 동안 오판의 함량이 증가되었다고 Kawahata et al. (1998)은 보고하였다. 이와 같이 빙하기동안 유기탄소와 규산질 입자의 생산성이 상승하여 비탄산염 입자들의 함량 증가에 의한 회석 효과로 탄산염 함량이 낮게 나타날 수도 있다. 그러나, 현재의 자료에 의해서는 탄산염의 회석 효과가 비생물기원의 육성기원 물질 또는 비탄산염 생물기원 물질의 증가에 의한 것인지 결정하기 어렵고 추가 연구 자료가 요구된다.

4. 결 론

서태평양 심해 해역에서 채취한 총 4 점의 코아 퇴적물을 이용하여 깊이에 따른 탄산염 함량 변화를 알아보았다. 부유성 유공충의 방사성 동위원소 연대측정에 의하여 코아의 상부 구간은 현재의 간빙기를 코아의 하부 구간은 마지막 빙하기를 기록하였다. 적도 가까운 지역에서 채취

된 코아 BC060301과 PC313은 마지막 빙하기동안 높은 탄산염 함량과 높은 63 μm 이상의 입자 함량을 보이는 반면에 간빙기동안 낮은 탄산염 함량과 낮은 63 μm 이상의 입자 함량을 보이며 전형적인 태평양 형의 변화가 나타났다. 이러한 탄산염 함량 변화는 아마도 마지막 빙하기 동안 심층 해수의 용해 능력이 감소되었기 때문으로 생각된다. 반면에 뉴기니 섬이 위치한 필리핀 해에서 채취된 두 코아 BC060303과 BC070301은 간빙기동안 높은 탄산염 함량과 높은 63 μm 이상의 입자 함량을 보이는 반면에 마지막 빙하기동안 낮은 탄산염 함량과 낮은 63 μm 이상의 입자 함량을 보이는 대서양 형의 변화를 보여주었다. 이러한 탄산염 함량 변화는 해수면이 낮은 빙하기동안 주변 섬들로부터 육성 기원의 쇄설성 입자들의 공급이 증가되었기 때문으로 해석된다. 그렇지 않다면, 빙하기동안 증가된 생산성에 의하여 비탄산염의 생물기원 입자들에 의한 희석 효과 때문일 것이다. 따라서, 북반구 태평양의 동적도와 중앙적도 해역과는 다르게 서태평양 해역의 경우 지역적으로 빙하기-간빙기의 탄산염 함량의 변화가 다르게 나타난다.

사 사

이 연구를 위해 서태평양 해역의 시추퇴적물 채취에 탐사 기간 동안 수고해 주신 한국해양연구원 소속의 온누리호 승무원들에게 감사사를 드립니다. 자료해석에 도움을 주신 JAMSTEC의 Kimoto 박사와 원고를 심사해 주시고 좋은 의견을 제시해 주신 익명의 심사위원들께 감사사를 드립니다. 이 연구는 “북서태평양이 한반도 주변해(대한해협)에 미치는 영향 연구(PP00720)”와 “심해저 광물자원 개발 사업(PM54902)”의 일환으로 수행되었다.

참고문헌

- Adelseck CG Jr, Anderson TF (1978) The late Pleistocene record of productivity fluctuations in the late eastern equatorial Pacific Ocean. *Geology* **6**:388-391
- Anderson RF, Fleisher MQ, Lao Y, Winckler G (2008) Modern CaCO₃ preservation in equatorial Pacific sediments in the context of late-Pleistocene glacial cycles. *Mar Chem* **111**:30-46
- Archer DE (1991) Equatorial Pacific calcite preservation cycles: production or dissolution?. *Paleoceanography* **6**:561-571
- Arrhenius G (1988) Rate of production, dissolution, and accumulation of biogenic solids in the ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **67**:119-146
- Berger WH (1973) Deep-sea carbonates: pleistocene dissolution cycles. *J Foram Res* **3**:187-195
- Berger WH (1992) Pacific carbonate cycles revisited: arguments for and against productivity control. In: Ishizaki K, and Saito T (eds) Centenary of Japanese Micropaleontology. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, pp 15-25
- Broecker WS (1982) Ocean chemistry during glacial time. *Geochim Cosmochim Acta* **46**:1689-1705
- Broecker WS, Peng T-H (1982) Tracers in the Sea. Eldigio Press, Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, Palisades, New York, 690 p
- Chuey JM, Rea DK, Pisias NG (1987) Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: a quantitative record of eolian and carbonate deposition. *Quat Res* **28**:323-339
- Dean WE, Gardner JV, Cepek P (1981) Tertiary carbonate-dissolution cycles on the Sierra Leone Rise, eastern equatorial Atlantic Ocean. *Mar Geol* **39**:81-101
- Emerson S (1985) Organic carbon preservation in marine sediments. In: Sundquist ET, Broecker WS (eds) The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: natural Variations Archaen to Present, vol 32. AGU Geophys Monogr Ser, pp 78-87
- Emerson S, Archer D (1992) Glacial carbonate dissolution cycles and atmospheric pCO₂: a view from the ocean bottom. *Paleoceanography* **7**:319-331
- Farrell JW, Prell WL (1988) Climatic change and CaCO₃ preservation: an 800,000-year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean. *Paleoceanography* **4**:447-466
- Hays JD, Perruzza A (1972) The significance of calcium carbonate oscillations in eastern equatorial Atlantic deep-sea sediments for the end of the Holocene warm interval. *Quat Res* **2**:355-362
- Kawahata H, Suzuki A, Ahagon N (1998) Biogenic sediments in the West Carolina Basin, the western equatorial Pacific during the last 330,000 years. *Mar Geol* **149**:155-176
- Kennett JP (1982) Marine Geology. Prentice-Hall Inc, Eaglewood, 813 p
- Khim BK, Lee YJ (2005) Abrupt increase of calcium carbonate contents in the Campbell Plateau (SW Pacific Ocean) during the deglaciation. *Geosci J* **9**:297-306
- Kimoto K, Takaoka H, Oda M, Ikehara M, Matsuoka H, Okada M, Oba T, Taira A (2003) Carbonate dissolution and planktonic foraminiferal assemblages observed in three piston cores collected above the lysocline in the western equatorial Pacific. *Mar Micropaleont* **47**:227-251

- Le J, Shackleton NJ (1992) Carbonate dissolution fluctuations in the eastern equatorial Pacific during the Late Quaternary. *Paleoceanography* **7**:21-42
- Lyle M, Murray DM, Finney BP, Dymond J, Robbins JM, Brooksforce K (1988) The record of late Pleistocene biogenic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Paleoceanography* **3**:39-59
- Milliman JD, Meade RH (1983) World-wide delivery of river sediments to the oceans. *J Geol* **91**:1-21
- Milliman JD, Syvitski JPM (1992) Geomorphic/Tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J Geol* **100**:525-544
- Murray RW, Leinen M, Isern AR (1993) Biogenic flux of Al to sediment in the central equatorial Pacific Ocean: evidence for increased productivity during glacial periods. *Paleoceanography* **8**:651-670
- Oxburgh R, Broecker WS (1993) Pacific carbonate dissolution revisited. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **103**:31-39
- Pedersen TF (1983) Increased productivity in the eastern equatorial Pacific during the last glacial maximum (19,000 to 14,000 yr B.P.). *Geology* **11**:16-19
- Pedersen TF, Pickering M, Vogel JS, Southon J, Nelson DE (1988) The response of benthic foraminifer to productivity cycles in the eastern equatorial Pacific: faunal and geochemical constraints on glacial bottom-water oxygen levels. *Paleoceanography* **3**:157-168
- Pedersen TF, Nielsen B, Pickering M (1991) Timing of late Quaternary productivity pulses in the Panama Basin and implications for atmospheric CO₂. *Paleoceanography* **6**:657-677
- Pisias NG, Rea DK (1988) Late Pleistocene paleoclimatology of the central Equatorial Pacific: sea-surface response to the southeast tradewinds. *Paleoceanography* **3**:21-37
- Rea DK, Pisias NG, Newberry T (1991) Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: flux patterns of biogenic sediments. *Paleoceanography* **6**:227-244
- Ruddiman WF (1971) Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic: stratigraphy and faunal paleoclimatology. *Geol Soc Am Bull* **82**:283-302
- Schwarz B, Mangini A, Segl M (1996) Geochemistry of a piston core from Ontong Java Plateau (western equatorial Pacific): evidence for sediment redistribution and changes in paleoproductivity. *Geol Rundsch* **85**:536-545
- Thevenon F, Bard E, Williamson D, Beaufort L (2004) A biomass burning record from the West Equatorial Pacific over the last 360 ky: methodological, climatic and anthropic implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **213**:83-99
- Thompson PR, Saito T (1974) Pacific Pleistocene sediments: planktonic foraminifera dissolution cycles and geochronology. *Geology* **2**:333-335
- Volat JL, Pastouret L, Vergnaud-Grazzini C (1980) Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: a review. *Mar Geol* **34**:1-28
- Wefer G, Berger WH, Bijma J, Fischer G (1999) Clues to ocean history: a brief overview of proxies. In: Fischer G, Wefer G (eds) *Use of proxies in paleoceanography*. Springer, Berlin, pp 1-68
- Wu G, Berger WH (1989) Planktonic foraminifera: differential dissolution and the Quaternary stable isotope record in the West Equatorial Pacific. *Paleoceanography* **4**:181-198
- Wu G, Yasuda MK, Berger WH (1991) Late Pleistocene carbonate stratigraphy on Ontong-Java Plateau in the western equatorial Pacific. *Mar Geol* **99**:135-150
- Zhang J, Wang P, Li Q, Cheng X, Jin H, Zhang S (2007) Western equatorial Pacific productivity and carbonate dissolution over the last 550 kyr: foraminiferal and nannofossil evidence from ODP Hole 807A. *Mar Micropaleont* **64**:121-140

Received Mar. 17, 2009

Revised Oct. 7, 2009

Accepted Jan. 28, 2010