

Article

서태평양 적도 지역의 플라이스토세 후기 고해양 변화

유찬민* · 형기성 · 문재운 · 김기현 · 지상범

한국해양연구원 해저환경 · 자원연구본부
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29호

Late Pleistocene Paleoceanographic Changes of the West Equatorial Pacific

Chan Min Yoo*, Kiseong Hyeong, Jai-Woon Moon, Ki-Hyune Kim, and Sang-Bum Chi

Marine Geoenvironment and Resources Research Division, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : To delineate Late Pleistocene paleoceanographic change of the West Pacific, we analyzed the oxygen and carbon isotopic ratios of two planktonic foraminifera species (*G. sacculifer* and *N. dutertrei*) from a piston core (KODOS-313) taken from the West equatorial Pacific, and they are compared with the published results of the East Pacific (ODP site 847 and RC 11-210), in terms of relative amounts and mass accumulation rates of CaCO_3 and eolian component, back to marine isotopic stage (MIS) 6. Differences in oxygen and carbon isotope values between two foraminifera species (0.75‰ in $\delta^{18}\text{O}$, 0.05‰ in $\delta^{13}\text{C}$) are less than those of the East Pacific (1.30‰ in $\delta^{18}\text{O}$, 0.14‰ in $\delta^{13}\text{C}$), which indicates smaller vertical contrasts in both temperature and nutrient between mixing-zone and thermocline in the West Pacific. Strong deviation in $\delta^{18}\text{O}$ of *G. sacculifer* from SPECMAP suggests the carbonate fraction of KODOS-313 was subjected to partial dissolution by bottom water under lysocline. Lower accumulation rates of CaCO_3 and eolian component during glacial times are likely due to low sedimentation rate (ave. 0.75 cm/1000 yr) combined with carbonate dissolution in KODOS-313 site. However, the high CaCO_3 contents during the glacial periods clearly follow the general pattern of equatorial Pacific ocean.

Key words : 고해양(paleoceanography), 플라이스토세(Pleistocene), 유공충(foraminifera), 풍성기원광물(eolian component), 서태평양(West Pacific)

1. 서 론

심해저 퇴적물들은 고기후 및 고해양 변화에 대한 많은 기록들을 다양한 형태로 지니고 있어 이들의 변화를 이해하는데 매우 유용하게 이용된다. 특히 현재로부터 가까운 과거인 플라이스토세는 빙하기와 간빙기가 주기적으로 나타나는 기후 변화가 급격했던 시기로, 지금까지 전지구적인 기후변화를 밝혀내려는 연구가 많이 진행되어온 시기이다.

심해저 퇴적물에 대한 고환경 및 고기후 연구는 여러 가지 관점에서 수행되어 왔다. 1950년대 중반 탄산염 광물로 구성된 유기물의 산소동위원소 비가 고기후의 지시자로 밝혀진(Emiliani 1955) 이후 유공충과 같은 탄산염 유기물에 대한 연구가 광범위하게 수행되어 왔다. Shackleton (1967)은 유공충의 산소동위원소 비가 빙하의 성장과 소멸에 큰 영향을 받음을 밝혀냈으며, Imbrie *et al.*(1984)은 유공충의 산소동위원소 비를 이용하여 전 세계적으로 적용될 수 있는 산소동위원소 연대표(SPECMAP)를 만들어 내기도 하였다. 이후 유공충의 연구는 퇴적물의 시기를 결정하고 고기후와 고환경을 밝혀내는데 가장 많이 이용되

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

고 있다(Cannariato and Ravelo 1997; Chen *et al.* 2003; Spero *et al.* 2003 등). 퇴적물 내 탄산염 광물의 양 변화 역시 고해양환경 변화에 많은 영향을 받는 것으로 알려져 있으며, 태평양 지역 퇴적물 내 탄산염 광물의 양은 일반적으로 빙하기 때 높고 간빙기 때 적은 경향을 나타낸다. 이러한 변화는 상부 수층의 생산력과 저층 해수에 의한 용해가 상호작용한 결과이며(Thompson and Saito 1974; Adelseck and Anderson 1978), 탄산염 광물의 기록은 그들이 퇴적된 지역의 수층구조를 이해하는데 이용되고 있다(Murray *et al.* 1995; Lyle *et al.* 2002 등). 육지와 멀리 떨어져 있는 심해저 퇴적물 내 쇄설성 광물의 대부분은 바람에 의해 공급된 것으로 기원지의 기후를 지시해 주며(Leinen and Heath 1981; Rea *et al.* 1985), 따라서 이들의 양 변화는 고기후 변화를 밝혀내는 유용한 수단의 하나로 이용되고 있다.

플라이스토세에 대한 지금까지의 고환경 연구는 주로 동태평양 지역을 중심으로 이루어져 왔으며, 서태평양 지역에서는 상대적으로 연구가 많이 수행되어 있지 않다. 이번 연구는 동태평양 지역에 비해 상대적으로 연구가 많이 이루어지지 않은 서태평양 지역의 후기 플라이스토세 동안의 고해양 변화 규명을 목적으로 하고 있다. 이번 연구에 이용한 KODOS-313 주상 시료는 서태평양 적도지역에서 채취한 심해저 퇴적물 시료로서 주로 탄산염 광물로 구성되어 있다. 유공충의 산소동위원소 비를 이용해 퇴적물의 형성시기를 밝혀내고, 수층 내 서식 환경이 다른 두 종의 유공충(*G. sacculifer*와 *N. dutertrei*)을 이용하여 상부 수층의 구조변화를 동태평양 지역과 비교하였다. 또한

퇴적물 내 탄산염광물과 풍성기원 광물의 시기에 따른 변화를 살펴보고, 이를 동태평양 지역의 연구결과와 비교함으로써 플라이스토세 후기 동안 서태평양과 동태평양 사이의 특성 차이를 살펴보고자 하였다.

2. 연구지역 및 퇴적물의 일반적 특성

연구에 이용한 퇴적물 시료는 서태평양 적도지역(02°00'037"N, 164°33'761"E)에서 주상시료채취기(piston corer)를 이용하여 채취하였으며(KODOS-313), 채취지역의 수심은 4,259 m이다(Fig. 1). 채취지점은 육상에 노출된 섬들로부터 수 백 km 이상 멀리 떨어져 있으며, 매우 평탄한 지형을 나타낸다.

전체 시료의 길이는 524 cm에 달하며, pilot corer를 이용해 25 cm 길이의 교란되지 않은 상부 퇴적물 시료를 채취하였다. 코어는 주로 탄산염 퇴적물로 구성되어 있으며, 부분적으로 니질 퇴적물이 많이 포함되어 있는 부분이 관찰되기도 한다(Fig. 2). 탄산질 모래로 구성된 부분(WS)은 연갈색(10YR 5/3) 내지 흰색(10YR 8/3)을 띠고, 균질하거나 약간의 생교란 흔적이 관찰되기도 한다. 생교란 흔적은 타원형 또는 튜브 형태를 나타내며, 상부와 유사한 퇴적물로 채워져 있다. 생교란 흔적의 양은 하부로 갈수록 감소한다. 니질 퇴적물이 많이 포함된 탄산질 모래(BS)는 연갈색 또는 갈색(10YR 4/3)을 띠고 있으며, 부분적으로 생교란 흔적이 관찰되기도 한다. 상부 퇴적상과의 경계는 접이적이고, 하부 경계는 상대적으로 뚜렷한 경계를 나타낸다. KODOS-313 시료는 전 구간에 걸쳐 이들 두 퇴적

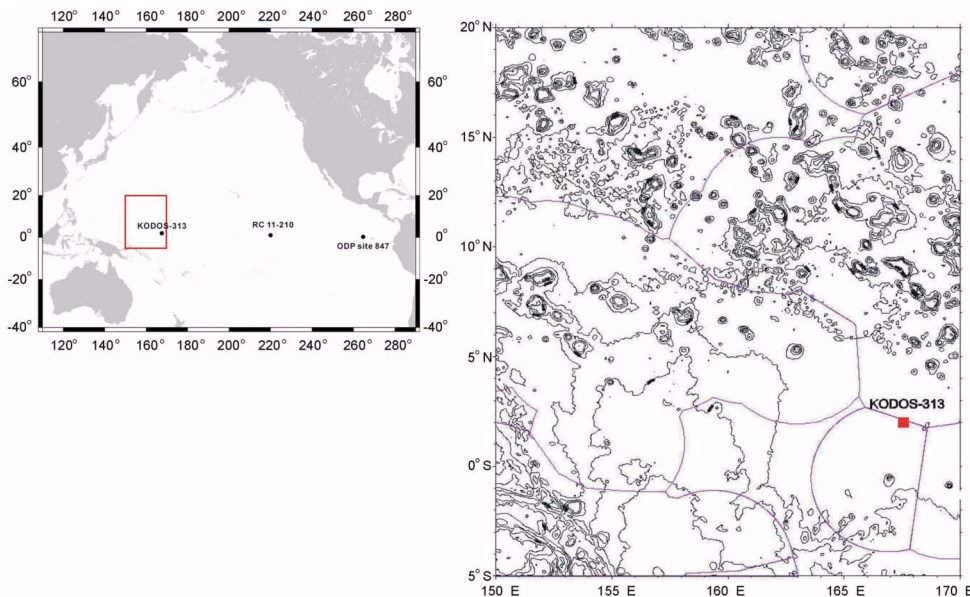


Fig. 1. Map showing the location of KODOS-313. Other cores from the East Pacific used this study for comparison are also shown.

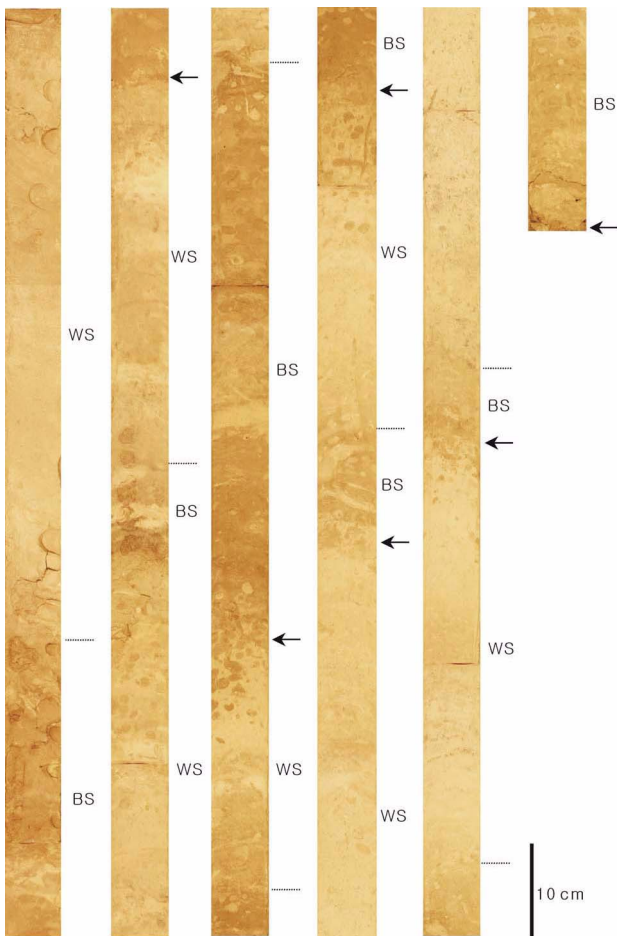


Fig. 2. Photographs of KODOS-313 that comprises white calcareous sand (WS) and brown argillaceous sand (BS). Solid arrows indicate relatively sharp sedimentary boundaries, and dot lines are for gradual boundaries.

상이 반복적으로 분포하고 있으며, 40-110 cm 두께의 퇴적상 조합이 7회 반복된다.

3. 연구방법

주상시료채취기를 이용하여 채취한 퇴적물 시료는 선상에서 반으로 절개하고 사진자료를 획득한 뒤, 분석을 위해 1 cm 간격으로 부시료를 채취하였다. 나머지 코어는 thermal tube를 이용하여 밀봉한 후 냉장보관하였다.

퇴적물 분석은 4 cm 간격으로 실시하였으며, 빙하기와 간빙기의 경계부와 같이 보다 자세한 결과가 필요한 구간에서는 2 cm 간격으로 실시하였다. 먼저 선상에서 채취한 부시료의 함수율을 측정 후, 냉동건조를 시킨 시료의 무게를 재어 건밀도(dry bulk density)를 측정하였다. 건밀도를 측정할 시료의 일부는 분말화한 후 퇴적물 내 탄산염

의 함량을 측정하였다. 탄산염 함량은 한국해양연구원 극지연구소의 Coulometer를 이용하여 측정하였으며, 탄산염 광물의 양은 무기탄소(IC) 함량에 8.33을 곱하여 계산하였다. 냉동 건조한 시료 중 약 1 g의 시료를 이용하여 풍성기원 퇴적물의 양을 측정하였다. 풍성기원 퇴적물의 추출은 Rea and Janecek(1981)의 방법에 따랐다. 25% 아세트산을 이용하여 퇴적물 내 탄산염 광물을 제거한 후, sodium citrate와 sodium dithionite 용액을 이용하여 산화물, 수산화물 및 지올라이트를 제거하였다. 나머지 시료에서 sodium carbonate 용액을 이용하여 오팔을 제거하고 말린 후 무게를 측정하여 풍성기원 퇴적물의 양을 계산하였다.

유공충의 안정동위원소 분석은 *G. sacculifer*와 *N. dutertrei* 두 종을 이용하였다. 크기에 따른 오차를 최소화하기 위해 250-355 μm 크기의 것들을 이용하였으며, 각 시료당 10-20개의 개체를 분리하여 분석에 이용하였다. *G. sacculifer*는 final sac이 발달하지 않은 개체만을 이용하였다. 실체현미경 하에서 유공충을 분리한 후, 유공충 표면에 붙어있는 이물질을 제거하기 위해 초음파세척기를 이용하여 여러번 세척하였다. 산소 및 탄소동위원소 분석은 미국 미시간 대학의 질량분석기(Finnigan MAT 251)를 이용하였으며, 시료가 충분한 경우 8개의 개체를 같이 분석함으로써 개체별 편차에 의한 오차를 제거하였다. 또한 일부 심도에서는 3-4개의 단일 개체를 분석·비교함으로써 시료수가 작은 심도의 안정동위원소 값의 신뢰성을 검토하였다. 분석값은 VPDB(Vienna PeeDee Belemnite)에 대한 per mil(‰) 값으로 표시하였으며, 측정의 정확도는 산소·탄소 동위원소 비 모두 0.1‰ 이하로 유지하였다.

4. 결 과

*G. sacculifer*의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 -1.67‰ (8, 80 cm)에서 -0.53‰ (132 cm) 사이의 값을 나타내며, 평균값은 -1.0‰ 이다(Table 1, Fig. 3). *N. dutertrei*의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 최상부인 4 cm에서 가장 낮은 값인 -0.88‰ 에서 최대 0.35‰ (116 cm) 사이의 값을 보이며, 평균값은 -0.3‰ 의 값을 나타낸다. 동일한 심도에서 *N. dutertrei*의 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 *G. sacculifer*의 $\delta^{18}\text{O}$ 값 보다 항상 높게 나타나며, 두 종간의 $\delta^{18}\text{O}$ 값의 차이는 0.19‰ - 1.18‰ (평균 0.68‰)의 범위를 보인다. $\delta^{13}\text{C}$ 값의 변화는 $\delta^{18}\text{O}$ 값과는 달리 두 종간에 큰 차이를 보이지 않는다. *G. sacculifer*의 $\delta^{13}\text{C}$ 은 0.86‰ - 1.89‰ (평균 1.3‰) 사이의 값을 보이며, *N. dutertrei*의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 0.91‰ - 1.58‰ (평균 1.23‰) 사이로 나타난다. 92-108 cm 구간에서는 두 종 모두에서 $\delta^{13}\text{C}$ 값의 급격한 변화가 관찰된다. *G. sacculifer*는 수 cm 구간에서 1‰ 이상의 차이를 보이며, *N. dutertrei* 또한 동일한 구간에서 약 0.7‰ 정

Table 1. Determined $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of *G. sacculifer* and *N. dutertrei* (250-355 μm) in the studied core.

Depth (cm)	<i>G. sacculifer</i>		<i>N. dutertrei</i>		Remarks
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
0	1.46	-1.70	1.24	-0.23	Pilot core
4	1.50	-2.04	1.11	-0.95	Pilot core
8	1.34	-1.20	1.06	-0.62	Pilot core
12	1.54	-1.12	1.13	-0.25	Pilot core
16	1.35	-1.09	0.98	-0.37	Pilot core
20	1.27	-1.37	1.29	-0.06	Pilot core
24	0.90	-1.16	1.02	-0.40	Pilot core
4	1.38	-1.27	1.21	-0.88	
8	0.94	-1.67	1.02	-0.61	
12	1.49	-1.25	1.25	-0.68	
16	1.20	-1.25	1.24	-0.49	
20	1.21	-0.88	1.45	0.10	
24	1.43	-1.00	1.23	0.07	
28	1.37	-1.03	1.35	-0.04	
32	1.58	-0.79	1.58	-0.09	
36	1.37	-0.71	1.58	-0.21	
40	1.47	-1.07	1.50	-0.30	
	1.82	-1.19	1.32	-0.24	analysis for 1 specimen
	1.13	-1.13	1.59	-0.01	analysis for 1 specimen
	1.28	-1.13	1.06	-0.07	analysis for 1 specimen
44	1.54	-1.08	1.43	-0.18	
48	1.38	-1.04	1.40	-0.65	
52	1.32	-1.31	1.54	-0.52	
56	1.31	-1.14	1.37	-0.51	
60	1.45	-1.09	1.25	-0.29	
64	1.15	-1.14	1.16	-0.40	
68	1.43	-1.10	1.29	-0.25	
72	1.41	-1.34	1.29	-0.41	
80	1.57	-1.67			no <i>N. dutertrei</i>
84	1.37	-1.07	1.25	-0.36	
88	0.86	-0.86	1.24	-0.56	
92	0.86	-1.46	1.57	-0.79	
96	1.89	-1.29	1.33	-0.60	
100	1.85	-1.07			no <i>N. dutertrei</i>
104	1.22	-1.06	1.10	-0.74	
108	0.91	-0.84	0.91	-0.04	
112	1.04	-0.94	1.05	0.14	
116	1.37	-0.84	1.08	0.35	
120	1.53	-0.82	1.20	-0.12	
124	1.45	-0.57	1.14	0.13	
128	1.23	-0.69	1.06	0.04	
132	1.22	-0.53	0.99	0.03	
136	1.12	-0.66	0.97	0.07	
140	1.47	-0.84	1.28	0.09	
	1.26	-1.02	1.16	-0.76	analysis for 1 specimen
	1.80	-1.05	0.97	-0.11	analysis for 1 specimen
144	1.04	-0.90	1.19	-0.32	
148	0.95	-0.88	0.99	-0.39	
152	0.95	-0.60	1.22	-0.39	
156	1.13	-0.92	0.99	-0.65	
160	1.40	-0.92	1.19	-0.10	
164	0.99	-0.75	1.05	-0.12	
168	1.30	-1.06	1.06	-0.32	
172	1.21	-0.76	1.12	-0.57	
176	1.21	-0.79	1.17	-0.54	
180	1.56	-0.89	1.32	-0.59	

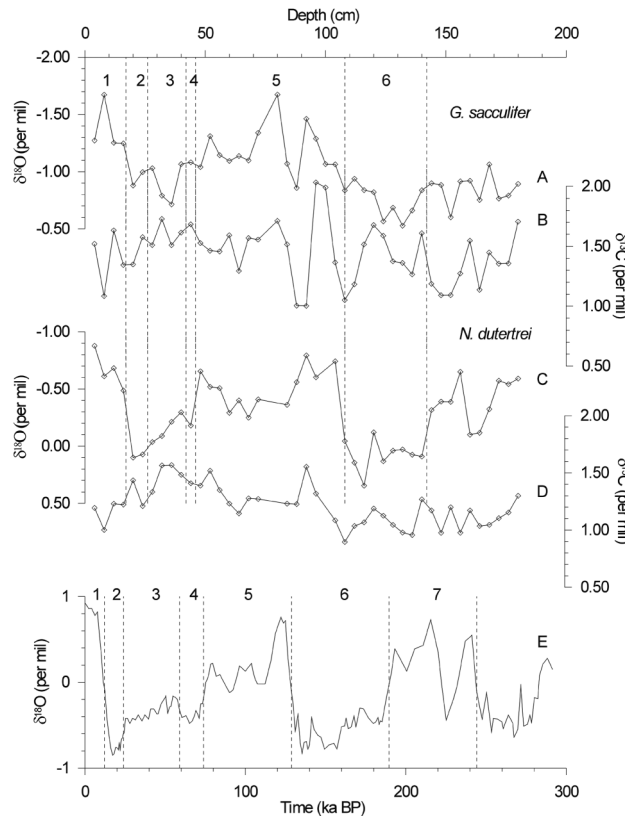


Fig. 3. Stable isotope values of two planktonic foraminifer (*G. sacculifer* and *N. dutertrei*) vs. depth. Each marine isotope stage (MIS) was defined by comparison with oxygen isotope chronostratigraphy of Martinson *et al.* (1987). Vertical lines indicate MIS boundaries.

도 감소하는 경향을 나타낸다. 두 종간의 $\delta^{13}\text{C}$ 값의 차이는 대부분의 구간에서 0.2‰ 이내로 작게 나타나지만, 값이 크게 변화하는 92-108 cm 구간에서는 0.7‰ 이상의 차이를 보이기도 한다.

주상코아 시료의 퇴적시기는 동위원소 분석을 수행한 두 유공충 중 *N. dutertrei*의 $\delta^{18}\text{O}$ 값과 Martinson *et al.* (1987)의 플라이스토스세 후기 동위원소 층서와의 비교를 통해 결정하였다(Fig. 3). 동위원소 분석이 수행된 상부 180 cm까지의 구간에서 빙하기와 간빙기를 나타내는 MIS (marine isotope stage)가 7까지 인지된다. 각 stage 사이의 경계는 17, 26, 42, 46, 108, 142 cm 구간에서 관찰된다(Fig. 3). Martinson *et al.*(1987)이 인지한 모든 substage들이 KODOS-313 시료에서 구분되지는 않지만, stage 2의 2.2, stage 5의 5.1, 5.4, 5.5, stage 6의 6.2, 6.3, 그리고 stage 7의 7.3, 7.4 등은 비교적 잘 인지된다.

KODOS-313의 퇴적율(linear sedimentation rate)은 시기가 비교적 명확히 구분된 MIS 1에서 MIS 6까지 구간에서 산출하였다(Table 2, Fig. 4). MIS 6의 하부 경계부인

Table 2. Isotope values of *N. dutertrei* that were used for correlation of MIS and data used to calculate the mass accumulation rate (MAR) of CaCO₃ and eolian component.

Depth (cm)	Age (kyr)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	CaCO ₃ (%)	Eolian (%)	DBD (g/cm ³)	LSR (cm/kyr)	MAR (g/cm ² /kyr)	CaCO ₃ MAR (g/cm ² /kyr)	Eolian MAR (mg/cm ² /kyr)
2				36.25	17.84	0.67	1.41	0.95	0.34	169.28
4		-0.88	1.21	42.16	16.02	0.70	1.41	0.98	0.41	157.45
6					17.76	0.65	1.41	0.92		163.20
8		-0.61	1.02	49.08	14.16	0.78	1.41	1.10	0.54	155.74
10				49.41	12.62	0.75	1.41	1.06	0.52	133.59
12		-0.68	1.25	47.25	10.71	0.76	1.41	1.07	0.51	114.79
14					11.68	0.79	1.41	1.12		130.54
16		-0.49	1.24	50.83	12.08	0.78	1.41	1.11	0.56	133.64
17	12.05						1.41			
18					12.94	0.77	0.75	0.58		74.66
20		0.10	1.45	50.25	13.15	0.80	0.75	0.60	0.30	78.72
24		0.07	1.23	48.41	14.16	0.76	0.75	0.57	0.28	80.49
26	24.11						0.75			
28		-0.04	1.35	58.33	12.18	0.79	0.46	0.36	0.21	44.29
30				54.33		0.79	0.46	0.36	0.20	
32		-0.09	1.58	73.41	10.31	0.83	0.46	0.38	0.28	39.26
36		-0.21	1.58	59.33	10.05	0.79	0.46	0.36	0.22	36.61
40		-0.30	1.50	60.08	9.67	0.83	0.46	0.38	0.23	36.81
42	58.96						0.46			
44		-0.18	1.43	58.91	10.72	0.81	0.27	0.22	0.13	23.48
46	73.91						1.11			
48		-0.65	1.40	77.66	9.38	0.84	1.11	0.93	0.72	87.35
50				54.58		0.84	1.11	0.93	0.51	
52		-0.52	1.54	52.00	9.85	0.82	1.11	0.91	0.47	89.20
56		-0.51	1.37	56.91	8.62	0.87	1.11	0.96	0.55	82.91
60		-0.29	1.25	57.83	9.15	0.81	1.11	0.90	0.52	82.03
64		-0.40	1.16	62.58	10.47	0.85	1.11	0.94	0.59	98.46
68		-0.25	1.29	59.66	18.10	0.71	1.11	0.79	0.47	142.44
70				58.00		0.71	1.11	0.79	0.46	
72		-0.41	1.29	44.91	26.22	0.65	1.11	0.72	0.32	189.06
76				37.17	32.54	0.67	1.11	0.74	0.27	240.54
80		0.24	1.13	44.00	28.37	0.70	1.11	0.78	0.34	220.63
82				42.83		0.70	1.11	0.78	0.33	
84		-0.36	1.25	45.33	26.82	0.66	1.11	0.73	0.33	197.07
86				37.33		0.66	1.11	0.73	0.27	
88		-0.56	1.24	44.75	30.87	0.64	1.11	0.71	0.32	218.05
90				33.92		0.64	1.11	0.71	0.24	
92		-0.79	1.57	50.00	28.84	0.68	1.11	0.76	0.38	219.16
96		-0.60	1.33	42.16	26.90	0.72	1.11	0.80	0.34	216.03
100				33.58	26.34	0.71	1.11	0.79	0.27	208.60
104		-0.74	1.10	39.83	31.61	0.67	1.11	0.74	0.30	235.33
108	129.84	-0.04	0.91	50.75	25.00	0.70	1.11	0.78	0.40	195.31
110				58.83		0.70	0.57	0.40	0.24	
112		0.14	1.05	66.58	15.18	0.77	0.57	0.44	0.29	66.75
116		0.35	1.08	55.66	13.96	1.00	0.57	0.57	0.32	79.77
120		-0.12	1.20	64.41	14.33	0.70	0.57	0.40	0.26	56.79
124		0.13	1.14	65.25	11.38	0.78	0.57	0.45	0.29	50.87
128		0.04	1.06	48.16	3.28	0.78	0.57	0.45	0.21	14.62
130				50.16		0.78	0.57	0.45	0.22	
132		0.03	0.99	46.00	14.40	0.80	0.57	0.46	0.21	65.65
136		0.07	0.97	47.50	13.56	0.79	0.57	0.45	0.21	60.92
140		0.09	1.28	43.41	13.64	0.92	0.57	0.53	0.23	71.74

Table 2. Continued.

Depth (cm)	Age (kyr)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	CaCO_3 (%)	Eolian (%)	DBD (g/cm^3)	LSR (cm/kyr)	MAR ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{kyr}$)	CaCO_3 MAR ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{kyr}$)	Eolian MAR ($\text{mg}/\text{cm}^2/\text{kyr}$)
142	189.61					0.92	0.57	0.53		
144		-0.32	1.19		9.39	0.92				
148		-0.39	0.99		13.45	0.82				
152		-0.39	1.22		15.10	0.85				
156		-0.65	0.99		23.32	0.72				
160		-0.10	1.19		25.32	0.61				
164		-0.12	1.05		28.32	0.64				
168		-0.32	1.06		29.25	0.62				
172		-0.57	1.12		22.70	0.69				
176		-0.54	1.17		18.31	0.77				
180		-0.59	1.32		18.69	0.75				

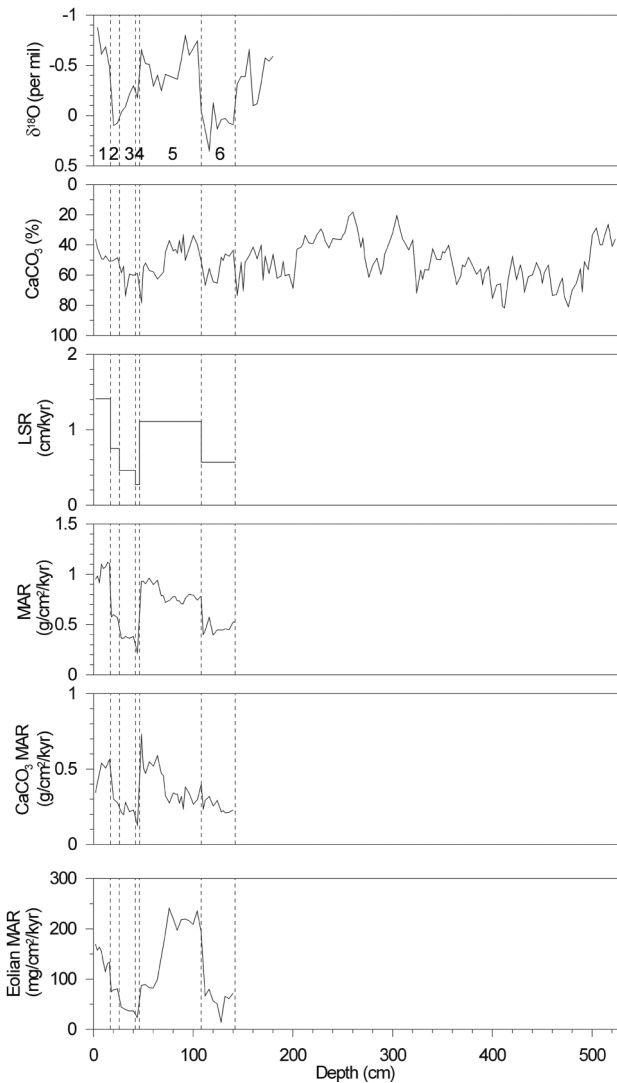


Fig. 4. Down-core variations of $\delta^{18}\text{O}$ for *N. dutertrei*, CaCO_3 content, linear sedimentation rate (LSR), mass accumulation rate (MAR), CaCO_3 MAR, and eolian MAR.

142 cm(189,610년전)까지의 퇴적율은 MIS 4의 0.27 cm/kyr에서 MIS 1의 1.41 cm/kyr까지 다양하게 나타나며, 평균 퇴적율은 0.75 cm/kyr이다. 퇴적율은 간빙기인 MIS 1과 5에서 전체 평균치보다 높게 나타나며, 빙하기인 MIS 4에서 가장 낮게 나타난다(Table 2, Fig. 4).

퇴적물의 침적율(MAR, mass accumulation rate)은 일정 기간동안 단위면적 당 쌓인 퇴적물의 양으로, 퇴적율(cm/kyr)에 건밀도(DBD, dry bulk density; g/cm^3)을 곱함으로써 구할 수 있다. KODOS-313 주상시료의 침적율은 0.22-1.12 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{kyr}$ 의 범위를 나타내며, 퇴적율과 마찬가지로 간빙기를 나타내는 MIS 1과 5에서 가장 높은 경향을 보인다(Table 2, Fig. 4).

탄산염 광물의 양은 523 cm까지 전 구간에서 걸쳐 2-4 cm 간격으로 측정하였으며, 260 cm의 최소값 18%에서 412 cm의 최대값 82%의 범위를 나타낸다(Fig. 4). 퇴적시기가 밝혀진 MIS 6까지의 구간에서 탄산염 광물의 양은 간빙기에는 낮은 값을, 빙하기에는 높은 값을 나타내는 경향을 보인다. RC11-210 코아에서 측정한 탄산염 광물의 양과 비교한 결과 KODOS-313 주상시료의 최하부는 MIS 13에 대비할 수 있다.

탄산염 광물의 양을 이용하여 일정 기간동안 단위면적 당 쌓인 탄산염 침적율(CaCO_3 MAR)을 계산하였다. 탄산염 침적율은 각 심도에서 탄산염 광물의 양에 퇴적물의 침적율을 곱하여 구하였다(Table 2, Fig. 4). 상부 142 cm까지의 탄산염 침적율은 0.13-0.72 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{kyr}$ 사이의 분포를 나타낸다. 탄산염 침적율 변화는 전체 퇴적물의 침적율의 변화와 비슷한 경향을 보인다. 퇴적율이 낮은 MIS 2에서 4 사이의 구간과 빙하기인 MIS 6 구간에서는 탄산염의 양이 높게 나타나는 반면, 탄산염 침적율은 빙하기가 간빙기의 값에 비해 낮은 값을 나타낸다.

풍성기원 퇴적물의 양은 3.3-32.5%(평균 16.4%)의 범위로 시기에 따라 큰 차이를 보이며, 여기에 퇴적물의 침

적율을 곱해 구한 풍성기원 퇴적물의 침적율은 14-241 mg/cm²/kyr의 범위를 나타낸다(Table 2, Fig. 4). 풍성기원 퇴적물의 침적율은 간빙기에 높은 값을 나타내며, 빙하기에 낮은 값을 나타내는 경향을 보인다. 가장 높은 값을 보이는 MIS 5 구간 중 빙하기 형성되는 전반부가 후반부에 비해 훨씬 높은 값을 나타낸다.

5. 토 의

많은 연구를 통해 부유성 유공충들은 종에 따라 서식환경이 달라지며, 서식환경에 대한 온도나 염분 등의 정보를 기록으로 간직하고 있음이 밝혀져 있다(Fairbanks *et al.* 1982; Curry *et al.* 1983; Be *et al.* 1985; Farrell *et al.* 1995; Patrick and Thunell 1997; Spero *et al.* 2003). 이번 연구에 이용한 *G. sacculifer*(without final sacs)는 해수의 최상부인 상부 혼합층에 서식하고 있으며(Fairbanks *et al.* 1982; Be *et al.* 1985), 따라서 표층 해수의 진화과정을 밝혀내는데 매우 유용하게 이용되고 있다. *N. dutertrei*는 온도가 급격히 감소하는 수온약층에 서식하는 부유성 유공충으로, 용승작용이 활발한 지역이나 수층의 생산력이 높은 곳에서 개체수가 증가하는 경향을 보인다(Fairbanks *et al.* 1982).

과거 20만년 동안(MIS 6) 적도 부근 서태평양과 동태평양 사이 상부 수층의 온도차이를 알아내기 위해 이번 연구에서 획득한 유공충의 산소동위원소 비를 동태평양 ODP site 847에서 획득한 자료와 비교·검토하였다. 상부 혼합층에 서식하는 것으로 알려진 *G. sacculifer*의 경우 조사 지역의 일부 구간(MIS 3, 6)에서는 산소동위원소 비의 변화가 ODP site 847에서 인지되는 빙하기·간빙기의 형태를 뚜렷하게 보여주지 못하는 경우가 관찰된다. 하지만 *G. sacculifer*와는 달리 이보다 깊은 곳에서 서식하는 *N. dutertrei*의 경우에는 Martinson *et al.*(1987)의 결과나 ODP site 847에서 관찰되는 것과 비교적 유사한 형태를 보인다(Fig. 5). 이와 같은 두 종간의 산소동위원소 비 변화 형태의 차이는 주변 해수에 대한 각각 유공충의 용해도 차이에서 기인한 것으로 해석된다. 용해도에 따른 유공충의 산소동위원소 비 변화에 대한 연구에 따르면, 용해도가 큰 시기나 지역에서는 낮은 산소동위원소 비를 지니고 있는 유공충의 외부가 쉽게 녹아 버림으로서 기록상에 남아 있는 유공충은 높은 산소동위원소 비를 나타내는 반면 용해도가 낮은 시기나 지역에서는 그 반대로 낮은 산소동위원소 비를 나타내는 것으로 밝혀져 있다(Wu and Berger 1989, 1991; Le and Shankleton 1992). 이러한 경향은 특히 퇴적율이 낮아 용해도가 큰 지역에서 더욱 뚜렷하게 관찰된다(Wu *et al.* 1990). KODOS-313 시료의 경우 전 심도에서 용해도가 큰 *G. sacculifer*가 보존되어

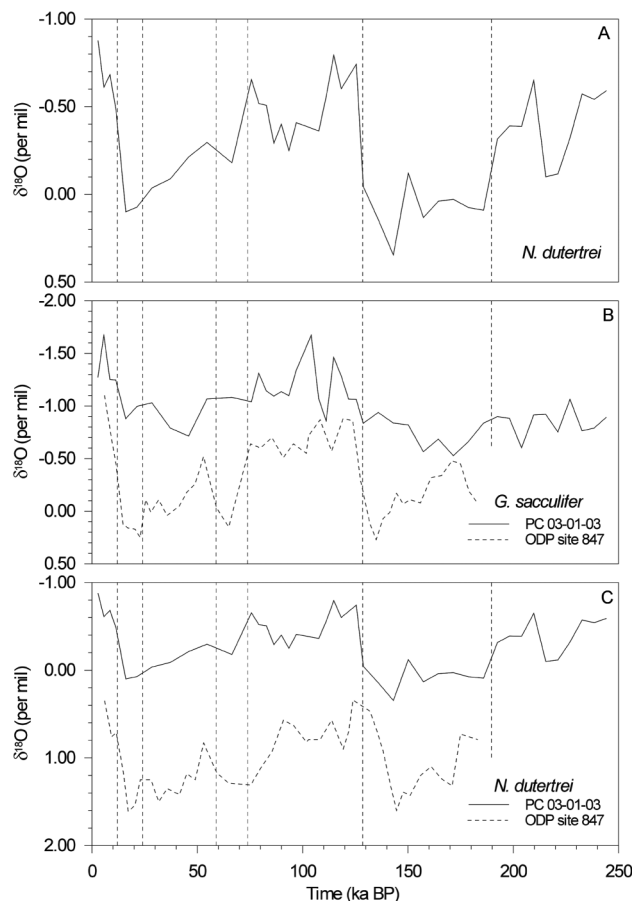


Fig. 5. Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ for *G. sacculifer* and *N. dutertrei* between KODOS-313 (West Pacific) and ODP site 847 (East Pacific).

있는 것으로 보아 모든 기록을 지워버릴 정도로 심한 용해작용을 받지 않는 것으로 보인다. 하지만 *N. dutertrei*에 비해 일반적인 경향보다 왜곡된 형태를 보이는 것은 조사지역의 수심이 깊고(4259 m) 평균 퇴적율이 매우 낮아(0.75 cm/kyr) 구조가 복잡한 표면부분이 상대적으로 강한 용해작용을 받은 결과인 것으로 해석된다.

MIS 6까지 KODOS-313 지역 *G. sacculifer*의 산소동위원소 비 평균값은 -1.04‰ 로 동태평양 ODP site 847의 값(-0.28‰)보다 0.82‰ 정도 낮게 나타난다(Fig. 5). 산소동위원소 비 0.82‰ 의 차이는 온도로 환산하면 3.4°C 정도의 차이를 나타내는데(Erez and Luz 1983), 이는 현재 두 지역의 해수 상층의 온도 차이인 5°C (site 847, 24°C ; 서태평양 지역, 29°C) 보다는 다소 낮은 값이다. KODOS-313에서 현재보다 표층온도가 1.6°C 낮게 나타나는 것은 *G. sacculifer* 중 낮은 산소동위원소 비를 지니는 부분이 선택적으로 용해되었음을 지시해 준다. 수온약층에 서식하는 *N. dutertrei*의 경우에는 KODOS-313과 ODP site 847의 평균값이 각각 -0.27‰ , 1.01‰ 로 1.28‰

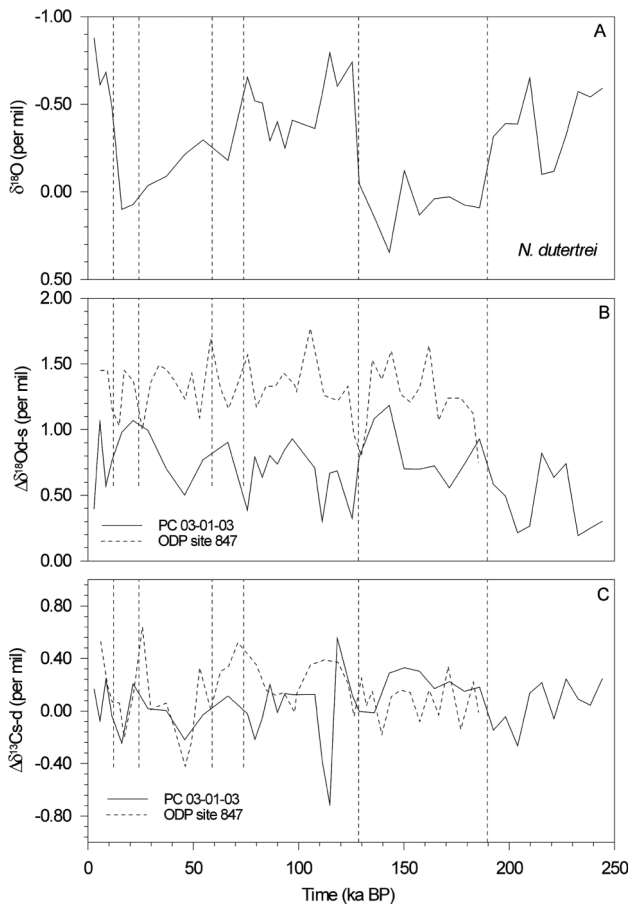


Fig. 6. Comparison of $\Delta\delta^{18}O_{s-d}$ ($\delta^{18}O_{sacculifer} - \delta^{18}O_{dutertrei}$) and $\Delta\delta^{13}C_{s-d}$ ($\delta^{13}C_{sacculifer} - \delta^{13}C_{dutertrei}$) between KODOS-313 and ODP site 847.

의 차이를 나타내며, 이는 5.8°C의 온도차를 나타낸다 (Fig. 5). 두 종간의 산소동위원소 비 차이를 나타내는 $\Delta\delta^{18}O_{d-s}$ 평균값은 두 지역에서 각각 0.75‰(KODOS-313)과 1.30‰(ODP site 847)로 그 차이는 0.55‰ 값을 나타낸다(Fig. 6). $\Delta\delta^{18}O_{d-s}$ 값은 표층과 수온약층 사이의 온도 차이를 반영하는 값으로 서태평양 지역의 표층과 수온약층 사이의 온도차가 동태평양 지역보다 2.5°C 정도 작음을 지시한다. *G. sacculifer*의 부분적인 용해로 인한 값(1.6°C)을 보정하더라도 두 지역의 차이는 1.0°C 차이를 나타내어, 동태평양과 서태평양의 수층 구조가 차이가 있음을 나타낸다.

유공층의 탄소동위원소 비는 해수 내 영양염의 양에 좌우되며, *G. sacculifer*와 *N. dutertrei*의 탄소동위원소 비 차이($\Delta\delta^{13}C_{s-d}$)는 상부 수층의 영양염 분포에 영향을 미치는 해류나 수층구조의 변화 등을 지시한다. 동태평양 ODP site 847의 경우 두 종간 $\Delta\delta^{13}C_{s-d}$ 값은 큰 차이를 보여주지 않지만 전반적으로 간빙기 동안에는 높은 값을, 빙하기 동안에는 낮은 값을 나타낸다(Farrell et al. 1995). 이

러한 경향은 간빙기보다 빙하기 동안 동태평양 적도 지역에 영양염을 많이 함유한 저층해수가 활발히 용승함으로 상부 혼합층과 수온약층 사이의 영양염 차이가 감소했기 때문인 것으로 해석된다. KODOS-313지역의 경우 조사한 구간에서 $\Delta\delta^{13}C_{s-d}$ 값은 빙하기/간빙기 사이의 뚜렷한 차이를 보여주지 않는다(Fig. 6). MIS 6까지의 $\Delta\delta^{13}C_{s-d}$ 값은 이상적으로 1‰ 이상을 보이는 MIS 5 초기(90-100 cm)를 제외하고는 0.5‰ 이내로 작게 나타나며, 평균값은 0.05‰로 ODP site 847의 0.14‰에 비해 작은 편이다(Fig. 6). 동태평양 지역에 비해 상대적으로 작은 $\Delta\delta^{13}C_{s-d}$ 값을 보이는 것은 플라이스토세 후기 동안 서태평양 지역의 상부 혼합층과 수온약층 사이의 영양염 차이가 작았음을 나타낸다.

심해저 퇴적물 내 탄산염 광물 양의 주기적인 변화가 전 지구적인 기후 변화에 기인한 것임이 Arrhenius(1952)에 의해 처음 밝혀진 이후로 지금까지 이의 중요성과 이를 이용한 기후 변화 해석에 대한 연구가 많이 진행되어 왔다(Chuey et al. 1987; Farrell and Prell 1991; Lyle et al. 2002 등). 이러한 탄산염 광물의 주기적인 변화는 탄산염 광물을 형성하는 수층 상부의 생산력 변화와 탄산염 광물을 제거하는 저층 해수의 성분변화가 주된 요인으로 알려져 있다. 이 두 가지 요인 중 어느 것이 더욱 중요한 역할을 하는 지에 대해서는 지금까지 명확하게 밝혀진 바 없으나, 지역적인 요인과 수심에 따라 각각의 요인들이 더욱 우세한 영향을 나타내는 것으로 나타난다. 플라이스토세 후기 동안 동태평양 적도지역 퇴적물들의 탄산염 광물 변화는 빙하기/간빙기와 같은 전지구적 기후 변화에 따른 특징을 잘 나타낸다(Chuey et al. 1987; Pisias and Rea 1988; Farrel and Prell 1989). 일반적으로 빙하기 동안에는 탄산염 광물이 상대적으로 많은 양을 나타내다가, 간빙기 기간에는 양이 감소하는 경향을 나타낸다. 하지만 빙하기/간빙기 사이의 탄산염 광물의 양 차이는 퇴적물이 쌓인 수심에 따라 차이를 나타내는 경향을 보인다. 여기에서 KODOS-313 시료와 비교하고 있는 ODP site 847의 경우에는 부근의 다른 시료에 비해 빙하기/간빙기 사이의 차이가 작게 나타난다. 이는 ODP site 847의 경우 채취한 수심(3337 m)이 탄산염 광물의 용해도가 급변하는 lysocline 상부에 위치하고 있어, 탄산염 광물 양의 차이에 중요한 역할을 하는 용해도의 영향을 적게 받고 있음이 원인인 것으로 해석된다(Murray et al. 1995). KODOS-313의 탄산염 광물 변화는 빙하기에는 높은 값을, 간빙기에는 낮은 값을 보이는 일반적인 특징을 잘 보여주고 있으며, 최대값과 최소값의 차이가 60% 이상(최소, 18%; 최대, 82%)으로 비교적 크게 나타난다(Fig. 4). 이러한 탄산염 광물의 분포 특성은 서태평양 지역의 탄산염 광물 분포 또한 전 지구적인 기후 변화 양상을 잘 반영하고 있음을 나타내고

있으며, 조사 지역의 수심이 lysocline 하부에 위치함으로써 심층 해수에 의한 용해가 중요한 요인으로 작용하고 있음을 잘 지시해 준다. 조사지역에서 심층 해수의 용해가 중요한 역할을 하고 있다는 점은 이 지역의 탄산염 광물의 양이 이 보다 수심이 깊은(4420 m) 동태평양의 RC11-210(50-90%)보다 작은 사실과 *G. sacculifer*의 산소동위원소 비의 변화에서도 잘 반영되고 있다. 탄산염 광물의 양에 퇴적물 침적율을 곱해 구한 탄산염 침적율의 변화는 탄산염 광물의 양 변화와는 반대의 경향을 나타낸다. 침적율 변화는 탄산염 광물의 양 보다는 전체 퇴적물 침적율과 비슷한 경향을 나타내는데, 이는 조사지역의 퇴적물이 낮은 것과 깊은 관계가 있음으로 보여진다.

일반적으로 풍성기원 퇴적물의 양은 일반적으로 건조한 기후가 유지되고 대기의 순환이 강해지는 빙하기 동안에 증가하는 것으로 알려져 있다(Hovan *et al.* 1991). 하지만 태평양 적도지역의 경우에는 고위도 지역에서와는 달리 빙하기에 풍성기원 퇴적물의 양이 높은 경우와 반대의 경우가 모두 관찰된다(Janecek and Rea 1985; Chuey *et al.* 1987; Murray *et al.* 1995). 이러한 차이는 태평양 적도지역의 경우 풍성퇴적물 양에 중요한 영향을 미치는 적도수렴대의 시기에 따른 위치변화, 퇴적물 형성시기 규명의 어려움, 풍성기원 물질 분석의 어려움 등에 영향을 받는 것으로 보인다. 조사지역의 경우 풍성기원 퇴적물의 양은 동태평양 지역(RC11-210)에 비해 두 배 가량 높은 값을 보이며(Chuey *et al.* 1987), 빙하기에 비해 간빙기의 값이 훨씬 큰 특징을 나타낸다(Fig. 4). 동태평양에 비해 상대적으로 높은 풍성기원 물질의 값은 조사지역이 퇴적물을 공급하는 육지에 가까이 위치하는 것이 원인이거나, 낮은 퇴적율과 탄산염 광물의 선택적인 용해작용에 기인한 것으로 보여진다. 빙하기보다 간빙기때 높은 값을 나타내는 원인 또한 일차적인 공급량보다는 퇴적율과 이차적인 용해작용에 의한 결과일 가능성이 있다.

6. 결 론

서태평양 적도지역에서 채취한 주상시료 특성과 동태평양 적도지역 결과와의 비교를 통해 후기 플라이스토세 동안 서태평양 지역의 고환경 변화를 밝혀내었다. 퇴적물의 형성 시기는 *N. dutertrei*의 산소동위원소 비를 이용하여 밝혀냈으며, 140 cm 부분이 SPECMAP의 MIS 6 하부 경계에 해당함을 알 수 있다.

*G. sacculifer*의 산소동위원소 비가 *N. dutertrei*에 비해 일반적인 경향보다 왜곡된 형태를 보이는 것은 조사지역의 수심이 깊고(4259 m) 평균 퇴적율이 매우 낮아(0.75 cm/kyr) 구조가 복잡한 표면부분이 상대적으로 강한 용해

작용을 받은 결과인 것으로 해석된다. 두 종간의 산소·탄소동위원소 비 차이는 동태평양 지역에 비해 모두 작게 나타나며, 이는 후기 플라이스토세 동안 서태평양 지역에 비해 상부 혼합층과 수온약층 사이의 수온과 영양염 차이가 작게 나타남을 지시한다.

탄산염 광물 변화는 빙하기에는 높은 값을, 간빙기에는 낮은 값을 보이는 일반적인 특징을 잘 보여주고 있으나, 그 양은 조사지역보다 수심이 깊은 동태평양보다 훨씬 적게 나타난다. 이러한 탄산염 광물의 분포 특성은 서태평양 지역의 탄산염 광물 분포 또한 전지구적인 기후 변화 양상을 잘 반영하고 있음을 나타내고 있으며, 조사 지역의 수심이 lysocline 하부에 위치함으로서 심층 해수에 의한 용해가 중요한 요인으로 작용하고 있음을 지시한다. 이와 반대로 탄산염 광물의 침적율과 풍성기원 광물의 양은 빙하기보다 간빙기에 더 높은 것으로 나타나는데, 이는 조사 지역의 낮은 퇴적율에 기인하는 것으로 보인다.

사 사

이 연구는 해양수산부가 지원하는 ‘남서태평양 망간각 탐사 및 개발사업’의 일환으로 수행되었다. 연구 수행에 많은 도움을 주신 심해저자원연구센터 연구원 여러분과 온누리호 승조원 여러분께 감사드리며, 심사와 교정에 많은 시간을 할애해 주신 김부근 교수님과 이종익 박사님께 감사드립니다.

참고문헌

- Adelseck, C.G., Jr. and T.F. Anderson. 1978. The late Pleistocene record of productivity fluctuations in the late eastern equatorial Pacific Ocean. *Geology*, 6, 388-391.
- Arrhenius, G. 1952. Sediment cores from the east Pacific: Properties of the sediments. *Reports of the Swedish deep-sea expedition 1947-1948* I. 1-228.
- Bé, A.W.H., J.K.B. Bishop, M.S. Swerdlow, and W.D. Gardner. 1985. Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin. *Mar. Micropaleontol.*, 9, 307-333.
- Cannariato, K.G. and A.C. Ravelo. 1997. Pliocene-Pleistocene evolution of eastern tropical Pacific surface water circulation and thermocline depth. *Paleoceanography*, 12, 805-820.
- Chen, M.-T., L.-J. Shiau, P.-S. Yu, T.-C. Chiu, Y.-G. Chen, and K.-Y. Wei. 2003. 500,000-year records of carbonate, organic carbon, and foraminiferal sea-surface temperature from the southeastern South China Sea (near Palawan

- Island). *Palaeogeogra. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 197, 113-131.
- Chuey, J.M., D.K. Rea, and N.G. Pisias. 1987. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: A quantitative record of eolian and carbonate deposition. *Quat. Res.*, 28, 323-339.
- Curry, W.B., R.C. Thunell, and S. Honjo. 1983. Seasonal changes in the isotopic composition of planktonic foraminifera collected in Panama Basin sediment traps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 33-43.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, 63, 538-578.
- Erez, J. and B. Luz. 1983. Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1025-1031.
- Fairbanks, R.G., M. Sverdrlove, R. Free, P.H. Wiebe, and A.W.H. Bé. 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298, 841-844.
- Farrell, J.W. and W.L. Prell. 1989. Climatic change and CaCO₃ preservation: an 800,000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 4, 447-466.
- Farrell, J.W. and W.L. Prell. 1991. Pacific CaCO₃ preservation and $\delta^{18}\text{O}$ since 4 Ma: Paleoceanic and paleoclimatic implications. *Paleoceanography*, 6, 485-498.
- Farrell, J.W., D.W. Murray, V.S. McKenna, and A.C. Ravelo. 1995. Upper ocean temperature and nutrient contrasts inferred from Pleistocene planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in the eastern equatorial Pacific. p. 289-319. In: *Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, 128*. eds. by N.G. Pisias, L.A. Janecek, A. Palmer-Julson, and T.H. van Andel.
- Hovan, S.A., D.K. Rea, and N.G. Pisias. 1991. Late Pleistocene continental climate and oceanic variability recorded in northwest Pacific sediments. *Paleoceanography*, 6, 349-370.
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, and N.J. Shackleton. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. Part 1. p. 269-305. In: *Milankovich and climate*. eds. by A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kuklar, and B. Saltzman. Reidel, Dordrecht.
- Janecek, T.R. and D.K. Rea. 1985. Quaternary fluctuation in the Northern Hemisphere trade winds and westerlies. *Quat. Res.*, 24, 150-163.
- Le, J. and N.J. Shackleton. 1992. Carbonate dissolution fluctuations in the western equatorial Pacific during the later Quaternary. *Paleoceanography*, 7, 21-42.
- Leinen, M. and G.R. Heath. 1981. Sedimentary indicators of atmospheric circulation in the northern hemisphere during the Cenozoic. *Palaeogeogra. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 36, 1-21.
- Lyle, M., A. Mix, and N. Pisias. 2002. Patterns of CaCO₃ deposition in the eastern tropical Pacific Ocean for the last 150 kyr: Evidence for a southeast Pacific depositional spike during marine isotope stage (MIS) 2. *Paleoceanography*, 17, 3-13-14.
- Martinson, D.G., N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, and N.J. Shackleton. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0-300,000 year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27, 1-29.
- Murray, D.W., J.W. Farrell, and V. McKenna. 1995. Biogenic sedimentation at site 847, eastern equatorial Pacific Ocean, during the past 3 M.Y. p. 429-459. In: *Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, 128*. eds. by N.G. Pisias, L.A. Janecek, A. Palmer-Julson, and T.H. van Andel.
- Patrick, A.P. and R.C. Thunell. 1997. Tropical Pacific sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 12, 649-657.
- Pisias, N.G. and D.K. Rea. 1988. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: sea surface response to the southeast Trade Winds. *Paleoceanography*, 3, 21-37.
- Rea, D.K. and T.R. Janecek. 1981. Mass accumulation rates of non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component of deep sea sediments from the western Mid-Pacific Mountains. p. 653-659. In: *Initial reports of the deep sea drilling project, 62*. eds. by J. Thiede and T.L. Vallier.
- Rea, D.K., M. Leinen, and T.R. Janecek. 1985. A geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science*, 227, 721-725.
- Shackleton, N.J. 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 218, 15-17.
- Spero, H.J., K.M. Mielke, E.M. Kalve, D.W. Lea, and D.K. Pak. 2003. Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. *Paleoceanography*, 18, 22-1-22-16.
- Thompson, P.R. and T. Saito. 1974. Pacific Pleistocene sediments: Planktonic foraminifera dissolution cycles and geochronology. *Geology*, 2, 333-335.
- Wu, G. and W.H. Berger. 1989. Planktonic foraminifera: differential dissolution and the Quaternary stable isotope record in the west-equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 4, 181-198.

Wu, G. and W.H. Berger. 1991. Pleistocene $\delta^{18}\text{O}$ records from Ontong-Java Plateau: effects of winnowing and dissolution. *Mar. Geol.*, 96, 193-209.

records in the western equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 5, 581-594.

Wu, G., J.C. Herguera, and W.H. Berger. 1990. Differential dissolution: modification of late Pleistocene oxygen isotope

Received Apr. 14, 2004

Accepted May 12, 2004