Article

지난 70만 년 동안 동남극 Lützow-Holm만 주변 해역의 생물기원 퇴적물 함량 변화

김여훈¹ · Kota Katsuki^{2,3} · Yusuke Suganuma⁴ · Minoru Ikehara² · 김부근^{1*}

¹부산대학교 자연과학대학 지구환경시스템학부
(609-735) 부산광역시 금정구 장전동 산 30

²Center for Advanced Marine Core Research Center, Kochi University
Kochi 783-8502, Japan

³한국지질자원연구원 지질자원연구본부
(305-350) 대전광역시 유성구 과학로 92

⁴National Institute of Polar Research
Tokyo 173-8515, Japan

Variations of Biogenic Components in the Region off the Lützow-Holm Bay, East Antarctica during the Last 700 Kyr

Yeo Hun Kim¹, Kota Katsuki^{2,3}, Yusuke Suganuma⁴, Minoru Ikehara², and Boo-Keun Khim^{1*}

¹Department of Oceanography, College of Natural Science
Pusan National University, Busan 609-735, Korea

²Center for Advanced Marine Core Research Center, Kochi University
Kochi 783-8502, Japan

³Geologic Environment Division
Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources
Daejeon 305-350, Korea

⁴National Institute of Polar Research
Tokyo 173-8515, Japan

Abstract : Contents of biogenic components [opal, CaCO₃, TOC (total organic carbon)] were measured in Core LHB-3PC sediments collected off Lützow-Holm Bay, in order to understand glacial-interglacial cyclic variation of the high-latitude surface-water paleoproductivity, in the Indian Sector of the Southern Ocean. An age model was established from the correlation of ARM/IRM ratios of Core LHB-3PC with LR04 stack benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, in complement with radiocarbon isotope ages and biostratigraphic Last Appearance Datum (LAD). The core-bottom age was estimated to be about 700 ka. Although the CaCO₃ content is very low less than 1.0% throughout the core, the opal and TOC contents show clear glacial-interglacial cyclic variation such that they are high during the interglacial periods (7.2-50.3% and 0.05-1.00%, respectively) and low during the glacial periods (5.2-25.2% and 0.01-0.68%, respectively). According to the spectral analysis, the variation of opal content is controlled mainly by eccentricity forcing and subsequently by obliquity forcing during the last 700 kyrs. The opal contents of Core LHB-3PC also represent the apparent Mid-Pleistocene Transition (MPT)-related climatic variation in the glacial-interglacial cycles. In particular, the orbital variation of the opal contents shows increasing amplitudes since marine isotope stage (MIS) 11,

*Corresponding author. E-mail : bkkhim@pusan.ac.kr

which defines one of the important paleoclimatic events during the late Quaternary, called the “Mid-Brunhes Event”. Based on the variation of the opal contents in Core LHB-3PC, we suggest that the surface-water paleoproductivity in the Indian Sector of the Southern Ocean followed the orbital (glacial-interglacial) cycles, and was controlled mainly by the extent of sea ice distribution during the last 700 kyrs.

Key words : opal, paleoproductivity, glacial-interglacial, the Mid-Brunhes Event, Southern Ocean

1. 서 론

남빙양(Southern Ocean)은 2000년 국제수로기구(International Hydrographic Organization)에 의해 남극대륙과 남위 60도 사이의 바다로 정의되었다. 그러나 해양학자들은 전통적으로 남위 약 40도에 위치한 아열대 전선을 남빙양의 북쪽 한계선으로 정의하고 있다(Orsi et al. 1995). 남빙양은 태평양, 인도양, 대서양과 모두 연결되어 있어 대양의 수괴 교환이 이루어지는 곳이며, 웨델해(Weddell Sea)와 로스해(Ross Sea)의 대륙붕 지역에는 대양에서 밀도가 가장 큰 남극 저층수(Antarctic Bottom Water)가 형성된다. 남빙양에서 형성된 남극 저층수는 북대서양 심층수(North Atlantic Deep Water)와 더불어 해양의 심층 순환을 형성하며 지구의 불균형적인 열 분포를 조절하여 지구 기후 변화에 중요한 역할을 담당하고 있다.

해빙(sea ice)은 표층 해수의 알베도(albedo)를 조절할 뿐 아니라 대기와 해양 사이의 에너지와 수증기, 그리고 가스 교환에 영향을 준다(Greenfell 1983). 계절적인 해빙의 성장과 쇠퇴는 표층수에 염을 제공하거나 담수를 공급함으로써 대양의 열염순환(thermohaline circulation)과 저층수 및 심층수의 형성에도 영향을 미친다(Martinson and Iannuzzi 1998). 또한 해빙은 일차생산(primary production)과 수출생산(export production)에도 영향을 주는 것으로 알려져 있다. 해빙으로 덮인 지역의 경우, 표층 해수의 생산성이 매우 낮기 때문에 심해로 침강하는 입자 플럭스도 매우 적게 관찰된다(Abelmann and Gersonde 1991; Wefer and Fischer 1991).

최근 지구 기후 변화와 관련하여 남빙양에 특히 관심이 집중되는 이유는 남위 40도와 60도 사이에서 대기 중의 이산화탄소가 상당량 제거되는 것으로 밝혀졌기 때문이다. 예를 들어, Takahashi et al. (2002)은 남위 50도 이남의 지역에서 남빙양에 의해 제거되는 이산화탄소가 전체 해양이 제거하는 이산화탄소의 20%를 차지한다고 보고하였다. 지난 40만 년 동안 대기 중 이산화탄소의 농도 변화는 지구의 기후 변화와 매우 밀접한 관련이 있으며 빙하기 동안은 대기 중 이산화탄소 농도가 감소하고 간빙기 동안은 증가한다고 알려졌다(Petit et al. 1999). 빙하기 동안 대기 이산화탄소의 농도가 감소된 것은 대기 중 이산화탄소 일부가 해양으로 제거되었기 때문이다. 생물펌프

(biological pump)는 표층해수의 일차 생산자에 의해 대기 중 이산화탄소와 해수의 무기탄소가 유기탄소로 전환되어 심층으로 전달되는 과정으로, 남빙양에서 생물펌프의 효율 변화는 직접적인 원인은 아니더라도 빙하기-간빙기에 따른 대기 이산화탄소 농도 변화의 잠재적인 원인으로 제기되어 왔다(Keir 1989; Knox and McElroy 1984; Sarmiento and Toggweiler 1984).

대기 중 이산화탄소 농도 변화와 관련되어 수행된 남빙양의 고생산성 연구들은 마지막 최대 빙하기(Last Glacial Maximum, LGM) 동안 아남극 지역(sub-Antarctic zone)에서는 생산성이 증가하였지만, 오늘날의 남극전선(Antarctic Polar Front) 남쪽에서는 생산성이 감소되었다는 결과들을 보고하였다(Anderson et al. 1998, 2002; Bareille et al. 1998; Charles et al. 1991; Frank et al. 2000; Kumar et al. 1995). LGM 동안 남극전선의 남쪽 지역에서 표층 생산성이 감소하는 요인은 구조의 표층 영양염에 대한 이용 감소와 해빙의 확장 때문이다(Chase et al. 2003). 남빙양에서 수행된 구조 각질의 구조 동위원소 연구 결과에 의하면, LGM 동안 인도양과 대서양 해역에서 구조들의 표층 규산의 이용효율이 감소하였다(Brzezinski et al. 2002; De La Rocha et al. 1998). 다시 말해서, LGM 동안 표층 해수에 영양염은 풍부하였지만 구조가 영양염을 충분히 이용하지 못했으며 이러한 원인은 철의 이용과 해빙 분포와도 관련이 있다. 해빙은 표층해수에 태양광을 차단함으로써 플랑크톤의 성장을 방해할 뿐 아니라, 해빙에 의해 구조 생산 기간과 생산된 오파이 심해로 송출되는 지역이 감소되기 때문에 빙하기 동안의 생산성 감소의 주요 요인이 된다(Abelmann and Gersonde 1991; Wefer and Fischer 1991). LGM 동안의 해빙 분포 복원에 대한 최근 연구들에 따르면 여름철 해빙 분포는 정확하게 복원되지 않았으나, 겨울철 해빙은 남극전선까지 확장되었음을 알 수 있다(Crosta et al. 1998a, b; Gersonde and Zielinski 2000; Gersonde et al. 2005). 따라서 LGM 동안 남극전선의 남쪽 해역에서 생산성의 감소는 해빙의 확장이 가장 큰 요인이다.

동남극 인도양 해역은 태평양과 대서양 해역보다 고해양학적 연구가 상대적으로 적게 수행되어 왔다(예, Mohan et al. 2006; Thamban et al. 2005). 특히 코아 LHB-3PC가 채취된 지역은 남위 65도 이상의 고위도 해

Fig. 1. Map showing the Indian sector of the Southern Ocean, with location of Core LHB-3PC (red square) off Lützow-Holm Bay. The black line in the right corner indicates the Antarctic Polar Front (APF)

역으로 오늘날 여름철에는 해빙으로 덮여 있지 않고, 겨울철에만 해빙으로 덮이는 지역으로 계절적인 해빙의 영향을 받는 곳이다. 이와 같은 지리적인 접근성과 해빙의 분포로 인하여 해양조사를 통한 코아 작업이 용이하지 않기 때문에 동남극 인도양의 고위도 해역에서는 고해양학적인 연구가 드물게 수행되었다. 이 연구에서는 코아 LHB-3PC 퇴적물의 생물기원물질(오팔, 탄산염, 총유기탄소)의 함량 분석을 통하여 동남극 인도양 고위도 해역의 빙하기-간빙기에 따른 고생산성의 특성 및 변화를 살펴보려 한다.

2. 재료 및 방법

코아 LHB-3PC는 R/V Hakuho-maru호를 이용하여 2007년 12월부터 2008년 3월까지 수행된 KH07-04 남극 탐사 동안 동남극 인도양 해역의 Lützow-Holm만 근해(66°00S, 40°00E)에서 채취되었다(Fig. 1). 코아 채취 수심은 4,469 m이고 길이는 7.3 m이다. 코아 퇴적물은 규질 점토(diatomaceous clay)로 비교적 균질하게 구성되어 있으며, 암상 관찰과 코아 사진, X선-CT 사진 및 대자율 측정값에 의하여 12개의 저탁류 층들이 관찰되었다(Fig. 2). 저탁류 층의 위치와 두께는 Table 1에 정리되어 있다. 연구 코아의 저탁류 층들은 연속적인 퇴적 기록이 아니기 때문에 층서 설정을 위하여 원래 코아 길이에서 저탁류 층들의 두께는 제외하여 약 6.6 m의 보정 길이(corrected

Fig. 2. Identification of turbidite layers in Core LHB-3PC. (a) core description, (b) color image, (c) X-ray CT image, (d) magnetic susceptibility. Shaded bars indicate the occurrence of turbidite layers. Detail position and thickness of turbidite layers are summarized in Table 1

Table 1. Occurrence position and thickness of turbidite layers in Core LHB-3PC. Turbidite layers can be identified in Fig. 2

Turbidite layer	Depth (cm)	Thickness (cm)
1	45.0 - 46.5	1.5
2	51.0 - 53.5	2.5
3	71.0 - 74.5	3.5
4	177.0 - 186.5	9.5
5	264.0 - 266.5	2.5
6	306.0 - 324.0	18.0
7	394.0 - 397.0	3.0
8	458.0 - 464.0	6.0
9	467.0 - 471.0	4.0
10	523.5 - 529.0	5.5
11	585.5 - 588.5	3.0
12	721.0 - 730.0	9.0

Table 2. Diatom biostratigraphic data of LAD used in the age determination of Core LHB-3PC

Datum point	Corrected depth (cm)	LAD (Ma)	Species
1	93.4	0.13	<i>Rouxia leventerae</i>
2	174.0	0.19	<i>Hemidiscus karstenii</i>
3	387.8	0.38	<i>Actinocyclus ingens</i>

depth)를 얻었다.

생규소(Si_{BIO}) 함량은 퇴적물 시료를 분말화하여 약 2 cm 간격으로 총 321개가 분석되었다. Mortlock and Froelich (1989)와 Müller and Schneider (1993)의 방법을 개량한 습식-알카라인 연속 추출(wet-alkaline sequential extraction) 방법을 이용하여 생규소 함량을 측정하였다. 생규소 함량 분석 실험의 오차는 2%이다. 퇴적물 시료의 오판 함량은 생규소 함량에 2.4를 곱하여 구하였다 (Mortlock and Froelich 1989).

$$\text{Opal (\%)} = \text{Si}_{\text{BIO}} \times 2.4$$

탄산염 함량 측정을 위하여 퇴적물의 총무기탄소(Total Inorganic Carbon, TIC) 함량을 무기탄소 분석기(UIC CO_2 Coulometer, Model-CM5014)로 측정하였다. 퇴적물의 탄산염 함량은 총무기탄소 함량에 탄소에 대한 탄산염의 비(CaCO_3/C)인 8.333를 곱하여 구하였다. 총무기탄소 함량 분석 실험의 오차는 약 0.2% 정도이다.

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

퇴적물의 총탄소(Total Carbon, TC) 함량은 원소분석기(Flash 2000 Elemental Analyzer)를 이용하여 측정하였다. 총탄소 함량 분석 실험의 오차는 0.2% 정도이다. 총유기

Table 3. List of AMS radiocarbon dating age

C. Depth (cm)	^{14}C age (BP)	Calendar age (BC)
19.8	9140 $\pm$ 60	6943.5 $\pm$ 98.5
30.0	13655 $\pm$ 70	12522.5 $\pm$ 267.5
40.2	14125 $\pm$ 75	13427.5 $\pm$ 269.5
57.1	14560 $\pm$ 100	14502 $\pm$ 291
73.0	19370 $\pm$ 100	19723 $\pm$ 211

*Reservoir age: 811 years. Calib Rev 6.0.1 is used to calculate the calibrated age

탄소(Total Organic Carbon, TOC) 함량은 총탄소 함량에서 총무기탄소 함량을 빼서 구하였다.

$$\text{TOC (\%)} = \text{TC (\%)} - \text{TIC (\%)}$$

코아 LHB-3PC의 방사성 탄소동위원소 연대 측정은 상부 약 80 cm 구간까지 총 5개 구간의 bulk 퇴적물을 이용하였다. 분석 구간은 Table 3에 정리되어 있다. 코아에서 추출된 bulk 퇴적물은 일본 동경대학교 MALT(Micro Analysis Laboratory, Tandem Accelerator)의 AMS (Accelerator Mass Spectrometry)로 연대가 측정되었다.

3. 결 과

코아 LHB-3PC의 연대 층서

코아 LHB-3PC의 연대는 일본 극지연구소에서 측정된 코아 퇴적물의 비자기이력 잔류자화(anhyseretic remanent magnetization, ARM)와 등온잔류자화(isothermal remanent magnetization, IRM) 비의 변화를 800만 년 동안 저서성 유공충의 산소동위원소 층서 LR04(Lisiecki and Raymo 2005)와 대비하여 설정하였다(Fig. 3). 연대 설정 시, 코아에서 관찰된 저탁류 층들은 제외하고 코아의 원래 길이에서 저탁류 층을 제거한 보정 길이를 이용하였다. 퇴적물의 ARM/IRM은 일반적으로 쇄설성 세립질 입자의 함량 지시자로 이용되며(Meynadier et al. 1995; Rousse et al. 2006; Venuti et al. 2007), 극 지역에서 ARM/IRM의 변동은 빙하기-간빙기 변화와 매우 밀접한 관련이 있다(Thouveny et al. 2004). 코아 LHB-3PC의 ARM/IRM은 빙하기 동안은 낮고 간빙기 동안은 높은 값의 강도 변화가 뚜렷하여 빙하기-간빙기에 따른 증감 변동을 보인다(Fig. 3b). 코아 LHB-3PC의 층서는 ARM/IRM 변동 곡선과 LR04의 산소동위원소 층서를 비교하여 간빙기와 빙하기의 피크들을 대비하여 결정되었다. 이와 같이 결정된 코아 LHB-3PC의 연대는 최하단부가 약 70만 년으로 추정된다(Fig. 3). 따라서, 코아 LHB-3PC는 MIS 17까지의 퇴적 역사를 기록하고 있다.

ARM/IRM을 이용한 코아 LHB-3PC의 층서에서 코아

Fig. 3. Age model for Core LHB-3PC (a) 800 ka stack of benthic $\delta^{18}\text{O}$ records of LR04 (Lisiecki and Raymo 2005). Shaded areas indicate the glacial periods (b) Variation of ARM/IRM ratios of Core LHB-3PC with correlation to $\delta^{18}\text{O}$ records of LR04. (ARM; Anhysteretic remanent magnetization, IRM; Isothermal remanent magnetization) Note the corrected depth of Core LHB-3PC after removal of turbidite layers. Numbers represent the datum point of diatom biostratigraphy in Table 2

Fig. 4. Temporal variations of biogenic components (a) Opal, (b) CaCO_3 , (c) TOC of Core LHB-3PC and (d) LR04 stack $\delta^{18}\text{O}$ record (Lisiecki and Raymo 2005). Shaded intervals indicate the glacial periods. Numbers represent the Marine Isotope Stage

상부의 보정은 퇴적물의 유기탄소를 이용하여 AMS로 측정된 총 5개 지점의 방사성 탄소동위원소 연대를 이용하였다(Table 3). 코아가 위치한 인도양 고위도 해역에서는 해수의 reservoir age가 알려지지 않았기 때문에 AMS로 측정된 방사성 탄소동위원소 연대는 연구지역과 비교적 가까운 태평양 고위도 해역의 8개 정점의 해수 reservoir age(Stuiver and Reimer 1993)를 평균한 값을 이용하여 보정하고, Calib Rev 6.0.1을 이용하여 calendar age로 전환하였다. 그러나 코아 상부 30 cm 이후 3개 지점의 방사성 탄소동위원소 연대가 ARM/IRM 비를 이용하여 설정한 연대와 상당한 불일치를 보이기 때문에, 코아 상부의 연대 보정에는 코아 상부 30 cm까지 2개 지점의 연대만을 사용하였다. 또한 코아 LHB-3PC의 연대는 생층서 자료를 이용하여 ARM/IRM에 의한 층서를 추가로 보정하였다. Table 2는 층서 보정에 이용된 멸종한 규조 *Actinocyclus ingens*, *Hemidiscus karstenii*, *Rouxia leventerae*의 마지막 출현 시기(Last Appearance Datum)들을 정리하였다. 이와 같이 정립된 코아 LHB-3PC의 층서 연대는 빙하기-간빙기 규모의 변화를 확인하는데 무리가 없는 것으로 판단된다.

생물기원 퇴적물의 함량 변화

코아 LHB-3PC의 오팔 함량의 평균은 16.4%이며 오팔 함량의 최소값은 MIS 12의 5.2%이고 최대값은 MIS 5의 50.3%이다(Fig. 4a). 오팔 함량은 빙하기 동안은 5.2-25.2% 범위에서 변화하고 간빙기 동안은 증가되어 7.2-50.3% 범위에서 변화한다. 코아 LHB-3PC의 오팔 함량은 일반적으로 빙하기에는 낮고 간빙기에는 높다. 오팔 함량의 주기분석 결과에 의하면, 이러한 빙하기-간빙기의 변화는 약 10만 년 주기가 강하게 나타나고, 4만 년의 주기를

Fig. 5. Result of spectral analysis using opal records over the 700 kyrs in Core LHB-3PC. The dashed lines indicate the dominant forcing of eccentricity and obliquity

포함하고 있다(Fig. 5). 오팔 함량은 약 43만 년을 기준으로 변화 양상이 다르게 나타난다. 이 시기를 기준으로 코아 하부부터 MIS 12까지의 오팔 함량은 평균 11.7%이며 5.2-18.1% 범위에서 변화하고, MIS 11부터 현재까지 오팔 함량은 평균 19.4%이며 6.6-50.3% 범위에서 변화한다.

코아 LHB-3PC의 탄산염 함량의 평균은 0.5%이고 0.1-0.9% 범위에서 함량이 변화한다(Fig. 4). 코아 하부부터 MIS 12까지 탄산염 함량은 평균 0.6%이며 0.4-0.9% 범위에서 변화하고 MIS 11부터 현재까지 탄산염 함량은 평균 0.5%이며 0.1-0.8% 범위에서 변화하여 큰 차이를 보이지 않는다. 탄산염 함량은 오팔 함량처럼 뚜렷한 빙하기-간빙기 변화를 보이지는 않지만, MIS 11을 기준으로 MIS 11 이전까지는 비교적 빙하기보다 간빙기에 높은 함량이 나타나며, 이후에는 오히려 간빙기보다 빙하기에 높은 함량이 나타나는 경향을 보인다.

코아 LHB-3PC의 총유기탄소 함량은 평균 0.17%로 0.01-1.00% 사이에서 변화한다. 코아 하부부터 MIS 12까지의 총유기탄소 함량은 평균 0.15%이고 0.05-1.00% 범위에서 변화하며, MIS 11부터 현재까지는 함량이 평균 0.19%이고, 0.01-0.93% 범위에서 변화한다. 코아 LHB-3PC의 총유기탄소 함량은 뚜렷하지는 않지만 비교적 빙하기보다 간빙기에 높은 함량을 보이며, 현재로 오면서 점진적으로 함량이 증가하는 경향을 보인다(Fig. 4c).

4. 토 의

남빙양은 탄산염이 결핍된 규질 해양(silica ocean)으로 일차 생산에 규조가 약 70% 이상 기여하고 있다(Mohan et al. 2006). 표층 해수에서 규조에 의해 형성된 규질 골격은 수층을 통해 가라앉으면서 용해 작용을 받고 퇴적되며, 대기의 이산화탄소 역시 규조에 의해 유기탄소의 형태로 고정되어 심해저로 이동된다(Rabouille et al. 1997). 심해 퇴적물에 생물기원 오팔과 유기탄소가 보존되기 위해서는 수층 및 퇴적물 내에서의 용해보다 표층에서의 생산이 더 많아야 한다. 따라서 심해 퇴적물의 오팔 함량은 총유기탄소와 함께 과거 표층 해수의 생산성을 대표하는 지시자로 많이 이용되어 왔다(Rühlemann et al. 1999). Charles et al. (1991)은 남빙양의 인도양과 대서양 해역에서 채취한 12개의 피스톤 코아 퇴적물에서 분석한 오팔 퇴적 변화가 지난 45만 년 동안 지역적으로 일관성 있는 변화를 보이기 때문에, 용해효과와 퇴적물의 재분포와 같은 오팔 퇴적 기록에 영향을 주는 요인을 제외하더라도 심해 퇴적물의 오팔 함량이 잠재적인 표층 생산성의 지시자로 이용 가능함을 제시하였다.

남빙양에서 수행된 많은 고생산성 연구들은 오팔 함량보다는 주로 오팔 플럭스 또는 축적률을 고생산성의 지시

자로 이용해 왔으나, 일반적으로 남빙양에서 심해퇴적물의 높은 오팔 함량은 높은 오팔 플럭스와 함께 나타나기 때문에(Abelmann et al. 2006; Charles et al. 1991; Cortese et al. 2004; Diekmann and Kuhn 2002; Mortlock et al. 1991), 코아 LHB-3PC의 생물기원 오팔의 함량이 표층 해수의 규조 생산에 대한 지시자로 이용될 수 있다고 판단된다. 결과적으로 코아 LHB-3PC의 오팔 함량이 빙하기 동안에는 비교적 낮고 간빙기 동안 높게 나타나는 것은 빙하기에는 표층의 규조 생산이 감소하였고 간빙기에는 상대적으로 규조 생산이 증가되었기 때문이다(Fig. 4a).

남빙양에서 오팔로 구성된 규질 골격의 생산은 오직 여름철 공해 환경과 해빙으로 덮여있지 않은 곳으로 제한되기 때문에(Gersonde et al. 2005), 빙하기-간빙기 사이에 표층 해수의 규조 생산성 차이가 나타나는 가장 큰 이유는 해빙의 분포 변화 때문이다. Hays et al. (1976)은 규조 생산과 해빙과의 관계를 바탕으로 해빙의 분포를 기술하는데 퇴적물의 오팔 함량을 이용하였다. Charles et al. (1991)은 대서양 해역의 남극전선 남쪽 지역에서 채취된 코아 RC13-271과 RC13-259의 오팔 함량과 퇴적물이 빙하기에 상대적으로 감소한다고 발표하였다. 이러한 변화에 대한 이유는 해빙의 확장 때문이며, 오팔이 해빙으로 덮인 지역에서는 생산되지 않기 때문이다. Chase et al. (2003) 역시 LGM 동안 남극전선 남쪽 지역 전역에서 오팔 퇴적물이 낮은 이유가 해빙의 확장과 분포가 규조 생산에 영향을 미쳤기 때문이라고 설명하였다. 빙하기 동안 남극전선 남쪽 지역에서 규조 생산에 대한 선행 연구들의 결과에서도 알 수 있듯이 해빙이 규조의 생산에 중요한 영향을 미치기 때문에 빙하기-간빙기에 따른 표층해수에서 생산성의 차이가 나타나는 것이다(Abelmann and Gersonde 1991; Armand et al. 2005; Leventer 2003).

코아 LHB-3PC의 오팔 함량은 비교적 빙하기 동안은 낮고 간빙기 동안은 높은 변화를 보인다(Fig. 4). 이러한 결과는 오늘날보다 빙하기 동안 남극전선의 남쪽 해역에서 표층 해수의 일차생산성이 낮았다는 선행 연구들의 결과와도 잘 일치한다(Anderson et al. 1998, 2002; Bareille et al. 1998; Frank et al. 2000; Kumar et al. 1995). 빙하기에는 여름과 겨울 동안의 해빙 분포 범위가 더 넓어지고 그 지속 기간이 길어지면서 태양광의 차단으로 표층 해수의 일차생산이 이루어질 공간과 기간이 감소한다. 반면에 상대적으로 따뜻한 기후인 간빙기 동안은 해빙의 분포 범위와 지속기간이 감소하여 표층 생산에 더욱 적합한 환경이 만들어지기 때문에 생산성이 증가하게 된다. 따라서 코아 LHB-3PC에서 표층 해수의 생산성을 지시하는 오팔의 함량을 이용하여 복원한 고생산성은 빙하기-간빙기 기후 변화에 따른 해빙 분포의 정도가 가장 큰 영향 요인으로

판단된다.

탄산염 함량은 코아 LHB-3PC 전반에 걸쳐 1.0% 이하의 낮은 값이 나타난다(Fig. 4b). 일반적으로 심해 퇴적물에 보존되는 탄산염의 함량은 세 가지 요인에 의해 조절된다. 첫 번째는 탄산염의 용해(dissolution) 효과이고, 두 번째는 표층 해수에서의 생물기원 탄산염 생산(productivity) 정도, 그리고 세 번째는 비탄산염 퇴적물에 의한 희석(dilution)으로 대부분의 탄산염 함량은 이 세 가지 요인들의 복합적인 작용에 의해 결정된다(Volat et al. 1980). 그러나 남빙양에서 탄산염 함량은 세 가지 요인 외에도 심층 순환의 변화와 해수의 화학 조성(carbonate chemistry) 변화와 같은 다른 요인들에 의해서도 영향을 받는다.

남빙양의 일차생산에서 규조가 70% 이상을 기여하고, 코아 LHB-3PC가 위치한 남극대의 해수에서 규조에 의한 일차 생산이 우세함을 고려할 때, 표층 해수에서 생물기원 탄산염의 생산 정도가 탄산염 함량에 큰 영향을 미쳤을 것으로 보기는 어렵다. 또한 Howard and Prell (1994)이 제시한 것처럼 빙하기-간빙기 동안 해수의 화학조성 변화의 영향은 생각보다 크지 않으며, 심층 순환의 변화가 빙하기-간빙기에 따른 해수의 화학조성 변화를 설명하기에 부족하다. 코아 LHB-3PC는 육성기원퇴적물의 공급이 우세한 60°S 남쪽의 고위도 해역에 위치하고 있으므로, 탄산염 함량의 변화 요인으로 비탄산염 물질에 의한 희석 효과도 생각해 볼 수 있다. 그러나 코아 LHB-3PC 전반에서 나타나는 1.0% 이하의 낮은 탄산염 함량은 변화 요인들 중에서도 용해 효과에 가장 큰 영향을 받아왔음을 지시한다. 인도양의 경우, 50°S보다 남쪽 해역에서 탄산염 보상 수심(Carbonate Compensation Depth)은 3,900 m까지 얕아진다고 알려져 있다(Berger and Winterer 1974; Kolla et al. 1976; Van Andel 1975). 따라서 코아 LHB-3PC는 채취수심이 4,469 m로 현재 이 지역의 탄산염 보상 수심 아래에 위치하고 있는 것으로 생각되며, 코아 전반에서 일관적으로 나타나는 낮은 탄산염 함량은 과거에도 연구코아가 탄산염 보상 심도 부근이나 아래에 있었다는 것을 지시하는 것으로 해석할 수 있다.

코아 LHB-3PC의 탄산염과 총유기탄소 함량 변화를 살펴보면, 탄산염 함량은 MIS 11을 기준으로 MIS 11 이전까지는 오팔 함량 변화와 유사하게 비교적 빙하기보다 간빙기에 높은 함량이 나타나며, 이후에는 반대로 간빙기보다 빙하기에 높은 함량이 나타나는 경향을 보인다. 총유기탄소의 함량 변화는 오팔 함량처럼 빙하기-간빙기 주기에 따라 비교적 빙하기에는 낮은 함량, 간빙기에는 높은 함량이 나타난다(Fig. 4c). 그러나 코아 LHB-3PC의 탄산염과 총유기탄소 함량은 1% 내의 범위에서 변동하기 때문에 이러한 변동이 퇴적물 내 상대적인 조성 변화나 빙하기-간빙기 주기에 따른 환경 변화, 그리고 MIS 11 전후의

환경 변화를 정확하게 반영한다고 보기에는 무리가 있다. 연구코아의 채취 수심을 고려할 때, 두 함량은 깊은 수심에 따른 용해의 효과에 가장 큰 영향을 받았을 것으로 보이며 오팔 함량 변동과 비교했을 때 나타나는 두 함량의 변동 양상은 추후 논의가 더 필요할 것으로 생각된다. 결국 코아 LHB-3PC의 생물기원 퇴적물의 함량 중에서는 오팔 함량만이 빙하기-간빙기 주기에 따른 변동을 매우 뚜렷하게 보인다.

제 4기 동안 지구의 기후 시스템은 태양 복사량을 조절하는 세차운동(precession), 지축의 기울기(obliquity), 그리고 이심률(eccentricity)을 포함하는 밀란코비치(Milankovitch)의 주기 변동에 의해 조절을 받아왔다(Imbrie et al. 1992). Mid-Pleistocene climate transition(MPT)은 제 4기 동안 빙하기-간빙기의 주기가 지축의 기울기 변동에 의한 4만 년에서 점차 이심률 변동에 의한 10만 년 주기로 전환된 현상이다(Imbrie et al. 1993; Ruddiman et al. 1989). MPT 이후 빙하기-간빙기의 주기가 10만 년으로 길어지면서 전지구적인 빙하의 부피는 더 크게 그리고 더 오래 확장할 수 있게 되었으며, 10만 년 주기가 강화되면서 빙하기-간빙기의 차이는 더욱 극심해지게 되었다(Mudelsee and Schulz 1997; Schmieder et al. 2000). Mid-Brunhes Event(MBE)는 MPT가 완료된 후 약 43만 년에서 나타나는 또 다른 전지구적인 기후 변화 사건이다. MBE는 플라이스토세 기간 중에서 가장 길고 가장 따뜻했던 간빙기인 MIS 11(430-360 ka)을 포함하며(Kunz-Pirrung et al. 2002), MBE 이후에 북반구는 더 추운 빙하기 기후로 남반구는 더욱 따뜻한 간빙기 기후로 변화하였다(Jansen et al. 1986).

MPT 동안의 주기 전환은 약 90만 년 전부터 시작되어 65-70만 년에 완료되었다. 코아 LHB-3PC의 하부 연대는 약 70만 년으로 예상하기 때문에 거의 MPT의 완료 기간에 해당된다. 코아 LHB-3PC의 오팔 함량은 코아 전반에 걸쳐 제 4기 기후의 특징인 이심률에 의한 10만 년 주기가 가장 우세하게 나타나며 그 다음으로 지축의 기울기에 의한 4만 년 주기가 우세하게 나타난다(Fig. 5). 이것은 MPT 이후에 빙하기-간빙기 주기가 4만 년의 주기성을 보이는 지축의 기울기 변동의 영향을 받지 않게 된 것이 아니라 우세하게 나타나는 빙하기-간빙기의 주기성이 4만 년에서 10만 년으로 전환된 것을 의미하므로 10만 년의 주기성 뿐 아니라 4만 년의 주기성도 주기분석 결과 나타나는 것이다. 연구코아에서 나타나는 오팔 함량의 변동 주기는 MPT로 인해 우세하게 나타나는 빙하기-간빙기의 주기성이 4만 년에서 10만 년으로 전환되었음을 잘 반영하고 있다. 오팔 함량의 변화는 코아 하부인 약 70만 년부터 10만 년 주기의 변동이 나타나며, MIS 11부터 오팔 함량은 변동 폭이 점진적으로 증가하여 더욱 뚜렷한 빙하기-

간빙기 변화를 보인다. 이러한 변화 양상은 MPT 이후 10만 년으로 강화된 빙하기-간빙기 주기와 MIS 11 이후 남반구의 간빙기가 더욱 온난해지는 MBE의 영향 때문으로 해석된다. 즉, 남반구의 간빙기 기후가 더욱 온난해 지면서 해빙의 분포가 더욱 약화되고 표층해수의 생산성이 더욱 증가하게 되면서 오팔 함량과 변동폭이 MIS 11 이후 다르게 나타나는 것이다.

Diekmann and Kuhn (2002)은 ODP Leg 177동안 남대서양 아남극 해역에서 시추된 Site 1090(42°54.8'S, 8°54.0'E, 수심 3702 m)의 코아를 이용하여 저서성 유공충의 산소동위원소와 생물기원 퇴적물(오팔, 탄산염, 총유기탄소) 함량과 집적률을 분석하였다. Site 1090의 코아는 MPT 전후를 모두 포함하고 있으며 이 코아의 생물기원 퇴적물의 함량 변동은 MPT 동안 점차 10만 년에 가까운 빙하기-간빙기 주기로 전환되다가, MPT의 완료 시점인 약 65만 년부터 뚜렷한 10만 년 주기의 변동이 나타난다. 남대서양 아남극 해역의 Site 1090에서 MPT 이후 나타나는 생물기원 퇴적물 함량의 10만 년 주기 변동은 코아 LHB-3PC에서 MPT 이후 나타나는 오팔 함량의 뚜렷한 10만 년의 주기 변동과도 일치한다. 따라서 코아 LHB-3PC에서 나타나는 오팔 함량의 10만 년 주기 변동은 남빙양의 65°S 남쪽의 고위도 해역의 표층 생산성이 전지구적인 기후 시스템 변화를 잘 반영하고 있음을 확인시켜주고 있다.

5. 결 론

동남극 인도양 해역의 Lützow-Holm만 근해에서 채취된 코아 LHB-3PC에서 표층 해수의 생산성을 지시할 수 있는 오팔, 탄산염, 총유기탄소의 함량을 분석하여 동남극 고위도 해역의 고생산성 변화를 복원하였다. 코아 LHB-3PC의 연대는 연구 코아의 ARM/IRM과 저서성 유공충의 산소동위원소 층서가 정립된 LR04와의 대비 그리고 규모 생층서와 방사성 탄소동위원소 연대를 이용하여 설정되었다. 코아의 연대를 설정할 때 코아 내에 보존된 12개의 저탁류 층은 제외되었다.

코아 LHB-3PC의 생물기원 퇴적물의 함량 중에서 오팔 함량은 빙하기-간빙기에 따른 함량 변화를 보이지만 함량이 매우 낮은 탄산염과 총유기탄소의 경우 빙하기-간빙기에 따른 함량 변화가 아닌 용해 효과에 가장 큰 영향을 받는 것으로 보인다. 오팔 함량의 변화 양상은 빙하기-간빙기에 따른 표층해수의 생산성 변화를 반영하며, 빙하기-간빙기 주기와 기후 사건에 의한 해빙의 분포와 밀접한 관련이 있다. 코아 LHB-3PC의 오팔 함량은 특징적으로 이심률에 의한 10만 년 주기가 가장 뚜렷하게 나타나며, 다음으로 지축의 기울기에 의한 4만 년의 주기도 나타난다. 10만 년 주기의 함량 변화는 제 4기 후기 동안 진행된

MPT와 관련이 있으며 MIS 11 이후 증가된 오팔 함량 값과 변동 폭은 MBE가 반영된 결과로 해석된다. 코아 LHB-3PC의 오팔 함량 변동은 연구지역에서는 처음으로 남빙양의 65°S 남쪽의 고위도 해역의 표층 생산성도 전지구적인 기후 변화 이벤트의 영향을 반영함을 보여주었으며, MBE 이후의 오팔 함량의 변동 양상은 남반구의 간빙기 기후가 더욱 온난해지면서 해빙의 분포가 이전과는 상당히 달라졌을 것을 뒷받침해 주는 중요한 증거로 간주된다.

사 사

2008년 KH07-04 남빙양 탐사 기간 동안 코아 LHB-3PC의 채취를 위하여 수고하신 R/V Hakuho-Maru호에 승선했던 일본 극지연구소의 Nogi 박사와 승무원들 그리고 모든 연구원들과 학생들에게 감사를 드립니다. 논문을 심사해 주시고 훌륭한 지적을 아끼지 않으신 익명의 두 심사위원님들께도 감사를 드립니다. 이 연구는 KOPRI (Project No. PP11010 to Dr. B.K. Khim)와 MEXT Grants-in-Aid-for Scientific Research (B) (Project No. 19340156 to Dr. M. Ikehara)의 지원으로 수행되었다.

참고문헌

- Abelmann A, Gersonde R (1991) Biosiliceous particle flux in the Southern Ocean. *Mar Chem* **35**:503-536
- Abelmann A, Gersonde R, Cortese G, Kuhn G, Smetacek V (2006) Extensive phytoplankton blooms in the Atlantic sector of the glacial Southern Ocean. *Paleoceanography* **21**:PA1013. doi:10.1029/2005PA001199
- Anderson RF, Kumar N, Mortlock RA, Froelich PN, Kubik P, Dittrich-Hannen B, Suter M (1998) Late Quaternary changes in productivity of the Southern Ocean. *J Mar Syst* **17**:497-514
- Anderson RF, Chase Z, Fleisher MQ, Sachs J (2002) The Southern Ocean's biological pump during the Last Glacial Maximum. *Deep-Sea Res II* **49**:1909-1938
- Armand LK, Crosta X, Romero O, Pichon JJ (2005) The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 1. Sea ice related species. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* **223**:93-126
- Bareille G, Labracherie M, Bertrand P, Labeyrie L, Lavaux G, Dignan M (1998) Glacial-interglacial changes in the accumulation rates of major biogenic components in Southern Indian Ocean sediments. *J Mar Syst* **17**:527-539
- Berger WH, Winterer EL (1974) Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In: Kenneth JH, Jenkyns HC (eds) *Pelagic Sediments: on land and under the sea*. Blackwell, London, pp 11-48
- Brzezinski MA, Pride CJ, Frank VM, Sigman DM, Sarmiento JL, Matsumoto K, Gruber N, Rau GH, Coale KH (2002) A switch from $\text{Si}(\text{OH})_4$ to NO_3^- depletion in the glacial Southern Ocean. *Geophys Res Lett* **29**(12):1564-1567. doi:10.1029/2001GL014349
- Charles CD, Froelich PN, Zibello MA, Mortlock RA, Morley JJ (1991) Biogenic opal in Southern Ocean sediments over the last 450,000 years: implications for surface water chemistry and circulation. *Paleoceanography* **6**:697-728
- Chase Z, Anderson RF, Fleisher MQ, Kubik PW (2003) Accumulation of biogenic and lithogenic material in the Pacific sector of the Southern Ocean during the past 40,000 years. *Deep-Sea Res II* **50**:799-832
- Cortese G, Gersonde R, Hillenbrand CD, Kuhn G (2004) Opal sedimentation shifts in the World Ocean over the last 15 Myr. *Earth Planet Sci Lett* **224**:509-527
- Crosta X, Pichon JJ, Burckle LH (1998a) Application of modern analog technique to marine Antarctic diatoms: reconstruction of maximum sea-ice extent at the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography* **13**:284-297
- Crosta X, Pichon JJ, Burckle LH (1998b) Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum. *Geophys Res Lett* **25**:2703-2706
- De La Rocha CL, Brzezinski MA, DeNiro MJ (1998) Silicon-isotope composition of diatoms as an indicator of past oceanic change. *Nature* **395**:680-683
- Diekmann B, Kuhn G (2002) Sedimentary record of the mid-Pleistocene climate transition in the southeastern South Atlantic (ODP Site 1090). *Palaeogeogr Palaeoclimatol* **182**:241-258
- Frank M, Gersonde R, van der Loeff MR, Bohrmann G, Nürnberg CC, Kubik PW, Suter M, Mangini A (2000) Similar glacial and interglacial export bioproductivity in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Multiproxy evidence and implications for glacial atmospheric CO_2 . *Paleoceanography* **15**:642-658
- Gersonde R, Zielinski U (2000) The reconstruction of late Quaternary Antarctic sea-ice distribution-the use of diatoms as a proxy for sea-ice. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* **162**:263-286
- Gersonde R, Crosta X, Abelmann A, Armand L (2005) Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum-a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quaternary Sci Rev* **24**:869-896

- Greenfell TC (1983) A theoretical model of the optical properties of sea-ice in the visible and near infrared. *J Geophys Res* **88**:9723-9735
- Hays JD, Lozano JA, Shackleton N, Irving G (1976) Reconstructions of the Atlantic and western Indian oceanic sectors of the 18,000 BP Antarctic Ocean. In: Cline RM, Hays JD (eds) *Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*. Geological Society of America, Colorado, pp 337-372
- Howard WR, Prell WL (1994) Late Quaternary CaCO_3 production and preservation in the Southern Ocean: Implications for oceanic and atmospheric carbon cycling. *Paleoceanography* **9**:453-482
- Imbrie J, Boyle EA, Clemens SC, Duffy A, Howard WR, Kukla G, Kutzbach J, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Molfino B, Morley JJ, Peterson LC, Pisias NG, Prell WL, Raymo ME, Shackleton NJ, Toggweiler JR (1992) On the structure and origin of major glaciation cycles, 1. *Paleoceanography* **7**:701-738
- Imbrie J, Berger A, Boyle EA, Clemens SC, Duffy A, Howard WR, Kukla G, Kutzbach J, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Molfino B, Morley JJ, Peterson LC, Pisias NG, Prell WL, Raymo ME, Shackleton NJ, Toggweiler JR (1993) On the structure and origin of major glaciation cycles, 2. *Paleoceanography* **8**:699-735
- Jansen JHF, Kuijpers A, Troelstra SR (1986) A Mid-Brunhes climatic event: long term changes in global atmospheric and ocean circulation. *Science* **232**:619-622
- Keir RS (1989) Paleoproduction and atmospheric CO_2 based on ocean modeling. In: Berger WH, Smetacek VS, Wefer G (eds) *Productivity of the Ocean—: present and past*. Wiley, New York, pp 395-406
- Knox F, McElroy M (1984) Changes in atmospheric CO_2 : influence of the marine biota at high latitudes. *J Geophys Res* **89**:4629-4637
- Kolla V, Bé AWH, Biscaye P (1976) Calcium carbonate distribution in the surface sediments of the Indian Ocean. *J Geophys Res* **81**:2605-2616
- Kumar N, Anderson RF, Mortlock RA, Froelich PN, Kubik P, Dittrich-Hannen B, Sutere M (1995) Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean. *Nature* **378**:675-680
- Kunz-Pirrung M, Gersonde R, Hodell DA (2002) Mid-Brunhes century-scale diatom sea surface temperature and sea ice records from the Atlantic sector of the Southern Ocean (ODP Leg 177, sites 1093, 1094 and core PS2089-2). *Palaeogeogr Palaeoclimatol* **182**:305-328
- Leventer A (2003) Particulate flux from sea ice in polar waters. In: Thomas DN, Dieckmann GS (eds) *Sea Ice: an Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology*. Blackwell Science, Oxford, pp 303-332
- Lisiecki LE, Raymo ME (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* **20**:PA1003. doi:10.1029/2004PA001071
- Martinson DG, Lannuzzi RA (1998) Antarctic Ocean-ice interaction: implications from ocean bulk property distribution in the Weddell Gyre. In: Jeffries MO (ed) *Antarctic Research Series*, vol 74. American Geophysical Union, Washington DC, pp 243-271
- Meynadier L, Valet JP, Grousset FE (1995) Magnetic properties and origin of upper Quaternary sediments in the Somali Basin, Indian-Ocean. *Paleoceanography* **10**:459-472
- Mohan R, Shanvas S, Thamman M, Sudhakar M (2006) Spatial distribution of diatoms in surface sediments from the Indian sector of Southern Ocean. *Curr Sci* **91**:1495-1502
- Mortlock RA, Froelich PN (1989) A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Res I* **36**:1415-1426
- Mortlock RA, Charles CD, Froelich PN, Zibello MA, Saltzman J, Hays JD, Burckle LH (1991) Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. *Nature* **351**:220-222
- Mudelsee M, Schulz M (1997) The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth Planet Sci Lett* **151**:117-123
- Müller PJ, Schneider R (1993) An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. *Deep-Sea Res I* **40**:425-444
- Orsi AH, Whitworth III T, Nowlin WD Jr (1995) On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res I* **42**:641-673
- Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY, Lorius C, Pepin L, Ritz C, Saltzman E, Stievenard M (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**:429-436
- Rabouille C, Gaillard JF, Tréguer P, Vincendeau MA (1997) Biogenic silica recycling in surficial sediments across the Polar Front of the Southern Ocean (Indian Sector). *Deep-Sea Res II* **44**:1151-1176
- Rousse S, Kissel C, Laj C, Eiriksson J, Knudsen KL (2006) Holocene centennial to millennial-scale climate variability: Evidence from high-resolution magnetic analyses of the last 10 cal kyr off North Iceland (core MD99-2275). *Earth*

- Planet Sci Lett **242**:390-405
- Ruddiman WF, Raymo ME, Martinson DG, Clement BM, Backman J (1989) Pleistocene evolution: Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography* **4**:353-412
- Rühlemann C, Müller PJ, Schneider RR (1999) Organic carbon and carbonate as paleoproductivity proxies: examples from high and low productivity areas of the tropical Atlantic. In: Fischer G, Wefer G (eds) *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp 315-344
- Sarmiento J, Toggweiler R (1984) A new model for the role of the oceans in the determining atmospheric $p\text{CO}_2$. *Nature* **308**:621-624
- Schmieder F, Dobeneck T, Bleil U (2000) The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interim state and terminal event. *Earth Planet Sci Lett* **179**:539-549
- Stuiver M, Reimer PJ (1993) Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* **35**:215-230
- Takahashi T, Sutherland SC, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tilbrook B, Bates N, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine C, Olafsson J, Nojiri Y (2002) Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean $p\text{CO}_2$, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res II* **49**:1601-1622
- Thamban M, Naik SS, Mohan R, Rajakumar A, Basavaiah N, D'Souza W, Kerkar S, Subramaniam MM, Sudhakar M, Pandey PC (2005) Changes in the source and transport mechanism of terrigenous input to the Indian sector of Southern Ocean during the late Quaternary and its palaeoceanographic implications. *J Earth Syst Sci* **114**:443-452
- Thouveny N, Carcaillet J, Moreno E, Leduc G, Nérini D (2004) Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin. *Earth Planet Sci Lett* **219**:377-396
- Van Andel TH (1975) Mesozoic-Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth Planet Sci Lett* **26**:83-97
- Venuti A, Florindo F, Michel E, Hall IR (2007) Magnetic proxy for the deep (Pacific) western boundary current variability across the mid-Pleistocene climate transition. *Earth Planet Sci Lett* **259**:107-118
- 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, Fischer G (1991) Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data. *Mar Chem* **35**:597-613

Received Mar. 11, 2011

Revised Apr. 25, 2011

Accepted Jul. 1, 2011