

## 북대서양 중위도 해역의 신생대 제4기말 빙하쇄설퇴적층: 15만년 전 이후의 기후변동에 대한 고해양학적 증거

박명호<sup>1\*</sup> · 류병재<sup>2</sup>

<sup>1</sup>독일 뷔르즈부르크대학 지질고생물학연구소, <sup>2</sup>한국지질자원연구원 석유해저자원연구부

### Late Quaternary Deposition of Ice-Rafted Detritus in the Mid-Latitude North Atlantic: Paleoclimatological Evidence on Climatic Instability over the Past 150 Kyr

Myong-Ho Park<sup>1\*</sup> and Byong-Jae Ryu<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Würzburg, D-97070 Würzburg, Germany

<sup>2</sup>Petroleum Marine Resources Research Division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Taejeon 305-350, Korea

Stable isotope, paleoclimatological and sedimentological analyses were carried out along the core M15612 from the Mid-Atlantic Ridge. Distinct negative  $\delta^{18}\text{O}$  anomalies punctuate the planktonic isotope records and correlate with the Heinrich-IRD events. The IRD layer in the core contains varying amounts of quartz, K-feldspar, plagioclase, calcite, dolomite and mica, in which detrital carbonate contributes between 1 and 13% (except H3 and H6). Anomalies are strongest in the *N. pachyderma* (sin.) isotope record. Systematic changes in the  $\delta^{18}\text{O}$  offset of *G. bulloides* and *G. inflata* signify variations in mid-latitude thermocline structure. In conjunction with negative benthic  $\delta^{13}\text{C}$  anomalies, the data document a stronger contribution of a  $\delta^{18}\text{O}$  depleted, nutrient-rich water mass during the IRD events. The  $\delta^{13}\text{C}$  amplitude of  $>1\%$  between 25 and 57 ka indicates changes between northern source (NADW) and southern source (AABW) water masses at this site. The IRD layers in the core M15612 are correlative with those from the core SO75-26KL and DSDP 609. The IRD layers from the Portuguese margin are coeval with H1, H2 and H4 of the open North Atlantic. This similarity and/or synchronicity in both regions may have been resulted from common changes in a North Atlantic thermohaline switch.

**Key words :** Heinrich event, IRD layer, stable isotope, detrital carbonate, North Atlantic

북대서양 중앙해령 동편에서 시추한 코아를 가지고 안정동위원소 및 고해양학적, 퇴적학적 연구를 시도하였다. 부유유공층의 안정동위원소 기록에서 분명한 이상을 보이며 이것은 하인리히 이벤트와 잘 대비된다. 코아에서 발견된 빙하쇄설퇴적층은 석영, 알칼리장석, 사장석, 방해석, 백운석, 운모 등 다양한 성분의 쇄설성광물을 함유하고 있다. H3와 H6 이외의 모든 빙하쇄설퇴적층은 쇄설탄산염광물을 1-13% 함유하고 있다. 부유유공층인 *N. pachyderma*(sin.)에서 가장 큰 이상을 보이며, *G. bulloides*와 *G. inflata*의  $\delta^{18}\text{O}$ 는 중위도 수온약층 구조에서의 체계적인 변화를 보여준다. 빙하쇄설퇴적층이 형성되는 기간 동안에는 저서유공층의  $\delta^{13}\text{C}$ 가 내려갔고 이에 일치하여 낮은 값의  $\delta^{18}\text{O}$ 와 영양분이 풍부한 해수가 발달하였다. 제4기말의 25,000년과 57,000년 전 사이에 보이는 1% 이상의  $\delta^{13}\text{C}$  증가는 북대서양 심해수(NADW)의 약화와 이에 따른 남쪽지역의 남극저층수(AABW)의 상대적인 확장을 의미한다. 코아 M15612의 빙하쇄설퇴적층은 코아 SO75-26KL과 DSDP 609에서 발견된 것과 대비된다. 포르투갈 대륙사면에서 발견된 빙하쇄설퇴적층은 대양의 H1, H2 및 H4와 일치한다. 양쪽지역의 유사성은 하나의 해양시스템 내에서 북대서양 해류의 상호작용에 의하여 형성된 결과로 사료된다.

**주요어 :** 하인리히 이벤트, 빙하쇄설퇴적층, 안정동위원소, 쇄설탄산염광물, 북대서양

## 1. 서 론

해양은 대기와 열, 수증기, 이산화탄소 등을 교환하면서 지구의 기후를 결정하는 가장 커다란 변수이기 때문에(Broecker and Peng, 1982), 지구환경문제 중에서 수권/대기권 기작 등 해양에 대한 연구과제의 해결 없이 기후변화예측을 하기란 사실상 불가능하다. 그 중에 북대서양의 해양변화가 심지어 미세한 변화조차 전체 대양과 대기권 변화의 촉매제라는 연구결과를 감안한다면(Rahmstorf, 1994, 1996; Bond, 1995), 북대서양의 해양진화과정에 대한 정밀한 연구는 큰 의미를 가지고 있음을 알 수 있다.

특히 북대서양에서 발견되는 빙하쇄설퇴적층은 제4기말 이후의 해양환경변화와 지구기후환경 복원에 중요한 단서를 제공하고 있다. 1988년 Heinrich는 북동부 대서양의 시추물에서 일련의 IRD(ice-rafted detritus) 층을 발견하였다. 그는 세차운동(precession)의 1/2에 해당하는 약 11,000년의 주기로 IRD 층들이 형성되었다고 해석하였다. Broecker *et al.*(1992)은 북대서양의 DSDP 609 시추물에서 다섯 개의 IRD 층을 발견하였고, 이 층을 첫 번째 연구자의 이름을 따서 하인리히(Heinrich) 층이라고 명명하였다. 하인리히 층의 대표적인 특성으로 층 내에 20~25%의 쇄설탄산염 광물을 함유하고 있으며 북대서양의 북위 45~55 지역에서 대부분 발견되고 있다(Bond *et al.*, 1992). 쇄설탄산염광물의 입자는 래브라도해에서 제일 높은 함유량을 보이고 동쪽해역으로 갈수록 감소하는 수치를 보여준다(Broecker *et al.*, 1992). 이는 빙하쇄설퇴적물의 기원이 캐나다 북동부지역일 가능성을 암시하며, 특히 래브라도반도와 배핀섬 사이의 허드슨해협을 기원지역으로 주목하고 있다(Andrews and Tedesco, 1992; Veiga-Pires and Hillaire-Marcel, 1999). 또한 북미대륙 북동부에 광범위하게 분포하고 있는 탄산염 기반암은 이런 가설을 밀받침하고 있다(Bond *et al.*, 1992).

빙산의 대규모 방류에 의하여 해류는 매번 영향을 받았으며, 이로 인하여 NADW(North Atlantic Deep Water)의 형성은 정지되거나 남쪽지역으로 이동하였다(Sarnthein *et al.*, 1994). 저서유공층의  $\delta^{13}C$ 와 SST(sea-surface temperature) 기록에 의하면 북대서양의 해류시스템은 IRD 형성 시기 중에 왜해되었음을 알 수 있다(Maslin *et al.*, 1995).

일부 연구자들은 연구범위를 유럽대륙의 해역까지 확대하여 IRD 층을 연구했으며, 이를 통하여 IRD 입자가 유럽의 근해에서도 퇴적되었음을 증명한 바 있다

(Lebreiro *et al.*, 1996; Bass *et al.*, 1998; Park, 1998; Thomson *et al.*, 2000). 우리는 이 논문에서 지난 150,000년 동안 중위도 북대서양에서 일어난 IRD 이벤트의 특성과 표층수/심층수의 고해양학적 특성변화를 체크하기 위하여 산소/탄소 안정동위원소분석과 퇴적학적, 고해양학적 방법을 동원하였다. 그리고 중위도 북대서양의 코아 분석결과와 주위의 다른 북대서양의 자료(Bond *et al.*, 1992, 1993; Park, 1998; Grousset *et al.*, 2000; Thomson *et al.*, 2000)를 대비하여 전체적인 신생대 제4기말 해양환경변화의 정체를 IRD 연구결과와 함께 논하였다.

## 2. 코아 선정과 연구방법

이전에 확인된 빙하쇄설퇴적층에 대한 연구는 북위 45° 북쪽이나 북대서양의 서쪽에 주로 집중되어 있었다(Broecker *et al.*, 1992; Fronval *et al.*, 1995; Gwiazda *et al.*, 1996). 이는 IRD 남방한계가 북위 45°와 55° 사이에 위치한다는 기존의 연구결과에 기인한다(Ruddiman, 1977). 북대서양 동부지역의 연구도 대부분 포르투갈 앞바다에 치중되어 있다(Lebreiro *et al.*, 1996; Park, 1998; Thomson *et al.*, 2000). 그래서 연구 코아의 위치는 기존 연구지역보다 남쪽 위도를 선택하였고 IRD 남방한계의 경계보다는 약간 북쪽에 위치하여 선정하였다(Fig. 1, Table 1).

코아 M15612는 5 cm 단위로 시료를 채취하였고

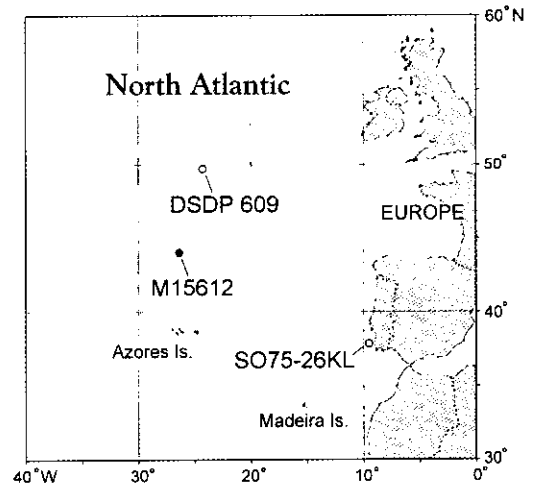


Fig. 1. Core location in the eastern North Atlantic. Closed circle marks the study core, and open circle the core used as literature in this study (Bond *et al.*, 1992, 1993; Park, 1998; Schönfeld, Zahn, 2000). See also Table 1.

**Table 1.** Location of cores used in the present study. NADW North Atlantic Deep Water and MOW Mediterranean Outflow Water.

Core No.	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Water depth (m)	Local bottom water mass
M15612	44°21.6	26°32.6	3050	NADW
SO75-26KL	37°49.3	9°19.9	1099	NADW/MOW
DSDP 609	49°53.0	24°14.0	3884	NADW

**Table 2.** <sup>14</sup>C-AMS ages for the core M15612.

Depth interval (cm)	Mean depth (cm)	Species	Individuals	<sup>14</sup> C age (yr)	Error+Error-	Calendar age (kyr)	References for calendar age
0.0-1.5	0.75	<i>G. inflata</i>	500	2,229	31 31	2.23	Stuiver, Pearson (1993)
8.0-9.0	0.85	<i>G. inflata</i>	500	4,074	28 28	4.53	Stuiver, Pearson (1993)
33.0-34.5	34.75	<i>G. inflata</i>	500	12,091	56 56	14.32	linear interpolation.
44.0-45.5	44.75	<i>N. pachyderma</i> (s.)	1200	14,955	63 62	15.97	linear interpolation
52.0-53.0	52.50	<i>N. pachyderma</i> (s.)	1000	16,465	108 107	17.90	linear interpolation
68.0-69.0	68.50	<i>N. pachyderma</i> (s.)	650	19,050	110 110	22.08	linear interpolation
72.0-73.0	72.50	<i>N. pachyderma</i> (s.)	900	18,394	107 106	23.13	linear interpolation
74.0-75.0	74.50	<i>N. pachyderma</i> (s.)	750	20,520	180 180	23.65	Meese <i>et al.</i> (1994)
81.5-83.0	82.25	<i>N. pachyderma</i> (s.)	850	21,255	108 106	24.58	linear interpolation
86.0-87.5	86.75	<i>N. pachyderma</i> (s.)	1000	22,180	102 101	25.62	linear interpolation
98.0-99.0	98.50	<i>G. inflata</i>	380	23,938	139 137	28.33	linear interpolation
106.5-107.5	107.00	<i>N. pachyderma</i> (s.)	1200	26,638	287 277	30.18	Meese <i>et al.</i> (1994)
133.5-135.0	134.25	<i>G. inflata</i>	300	32,027	273 264	37.11	linear extrapolation
150.0-151.0	150.50	<i>N. pachyderma</i> (s.)	1000	34,814	503 473	39.92	linear extrapolation

IRD 층의 퇴적학적 변화를 보다 정확히 조사할 필요가 있는 부분에서는 간격을 1.5 cm로 좁혀서 조사하였다. 채취한 시료를 63 µm, 125 µm, 250 µm, 315 µm, 400 µm 크기 입자로 각각 나누었다. 체분식 시 퇴적물은 방해석의 2차침전을 방지하기 위하여 증류수로 씻은 다음에 40°C에서 건조하였다. 63 µm보다 큰 입자와 125 µm보다 큰 입자를 독립적으로 카운팅하여 IRD 층의 위치를 서로 비교하였고, 일부 유공충과 유기물체의 상대적인 양을 계산하였다. 유공충 중에는 *Neogloboquadrina pachyderma*(sin.)와 *Globorotalia inflata* 종을 카운팅하였다.

해수깊이에 따라서 대표되는 유공충을 선택하여 안정동위원소분석을 시행하였다. 한 시료당 부유유공충은 25~30개의 각을, 저서유공충은 2~6개의 각을 뽑아냈다. 부유유공충의 종은 *Globigerina bulloides*, *G. inflata*, *N. pachyderma*(sin.)이고 저서유공충으로는 *Cibicides wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*, *Uvigerina peregrina*이다. *G. bulloides*와 *G. inflata*는 250~400 µm 입자크기에서, *N. pachyderma*는 250~315 µm 입자크기에서, 그리고 저서종들은 315~400 µm 입자크기에서 선택하였다. 뽑아낸 샘플은 알코올에 담긴 다

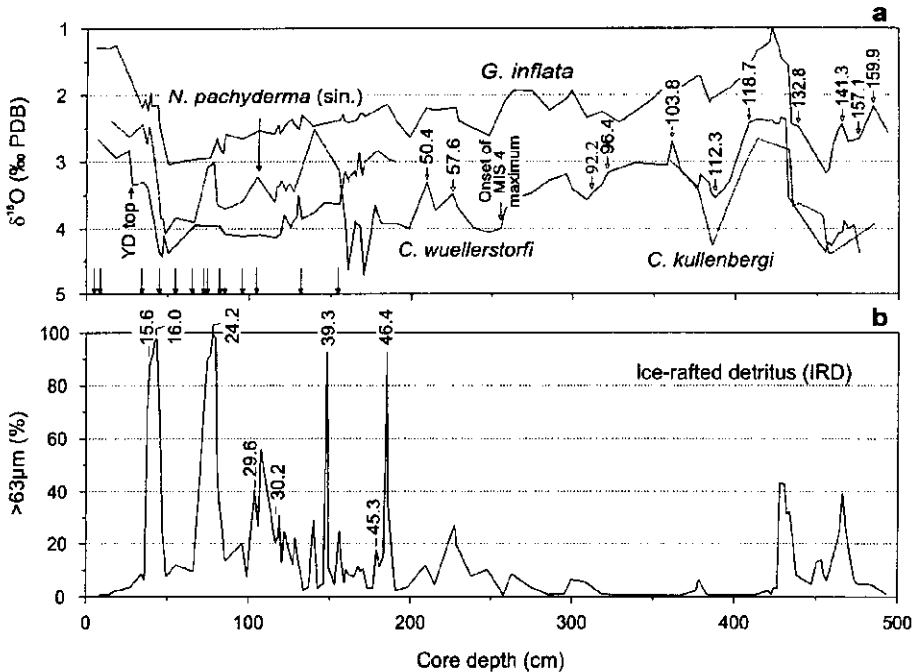
음 초음파로 씻었다. 90°C에서 인산을 가하여 이산화탄소를 다음과 같이 발생시킨다(Patience, Kroon, 1991):  $2H_3PO_4 + 3CaCO_3 = Ca_3(PO_4)_2 + 3H_2O(g) + 3CO_2(g)$ . 이 때 발생한 CO<sub>2</sub>는 FINNIGAN MAT 251 가속기를 이용하여 측정하였다. 모든 동위원소의 값은 PDB(PeeDee Belemnite) 탄산염 표준에 상대치인 δ(‰)로 표시하였다.

코아의 절대연령은 3MV Tandemron 시스템을 이용한 AMS에 의하여 측정하였다(Nadeau *et al.*, 1997). 데이터는 단일 유공충을 가지고 측정하였으며, *G. inflata*는 315~400 µm 크기에서, *N. pachyderma*는 250~315 µm 크기에서 시료 당 300개에서 1200개까지의 각을 얻었다(Table 2). 그러나 생교란작용에 의하여 교란된 부분에서는 절대연령 측정을 위한 시료를 얻지 않았다.

### 3. 결 과

#### 3.1. 산소동위원소 층서

코아 M15612의 층서는 AMS 절대연령측정과 산소동위원소의 결과로부터 얻었다. Younger Dryas cold



**Fig. 2.** Age model developed for the late Quaternary section of core M15612: (a)  $\delta^{18}\text{O}$  records measured on foraminiferal tests of *G. inflata*, *N. pachyderma* (sin.), *C. wuellerstorfi* and *C. kullenbergi*. Number on the white arrow indicates the fix-point in  $\delta^{18}\text{O}$  stratigraphy with unit of calendar ka B.P., and black arrow represents the core depth obtained by the AMS  $^{14}\text{C}$ -dating (Table 2). (b) Ice-rafted detritus (IRD) in the fraction of  $>63\ \mu\text{m}$ . Small bar without arrow marks also the fix-point taken from the data of GISP2.

event 말에 발생한  $\delta^{18}\text{O}$  감소(11.6 cal. ka; Meese *et al.*, 1994)와 MIS(marine oxygen-isotope stage) 4 maximum(71.1 cal. ka; Martinson *et al.*, 1987)을 나이조절의 기준으로 삼았다(Fig. 2). 현생층의 연대 기준점은 AMS  $^{14}\text{C}$  값으로부터 얻었고 나중에 역년(calendar years) 나이로 전환하였다(Stuiver *et al.*, 1998).

코아 M15612는 하인리히-IRD 층을 분명하게 갖고 있으며, 두 개의 IRD 층(H3과 H6)이 다소 낮은 값을 보인다(Fig. 3). 그리고 4 m 이상의 코아 깊이에서도 2-3 개의 IRD 피크를 갖고 있다. 코아 M15612의 IRD 층은 그린란드 코아(GISP ice core; Meese *et al.*, 1994)에서의  $\delta^{18}\text{O}$  최대감소 포인트와 잘 일치한다.

이와 같은 방법에 따르면, 코아의 동위원소 기록은 MIS 6에서부터 현생까지 커버하고 있다. Termination I과 II의 빙기-간빙기 전환시기에서도 동위원소 비가 2 이상 변화했다. 연구한 유공충 중에서 표층해수에 사는 *G. bulloides*는 동위원소 비에서도 가장 뚜렷한 변화를 보이며, 이보다 좀 더 깊은 곳에 서식하는 *G.*

*inflata*는 전형적으로 약간 희석된 시그널을 보여준다(Fig. 3a).  $\delta^{18}\text{O}$  값의 감소와 *N. pachyderma*(sin.)의 증가가 잘 대비되고 있다(Fig. 3a, b). 이는 코아 M15612가 빙산방류나 아쿠지 해수의 영향 하에 있었음을 지적한다.

기준이 되는 MIS와 절대연령 측정에 의하면 코아 M15612의 퇴적률은 지난 150,000 동안 1천 년 당 평균 3.05 cm이다. 코아 M15612의 퇴적률은 포르투갈 대륙사면에서의 퇴적률(15.9 cm/kyr; Park, 1998)과 비교하면 매우 낮은 수치이다. 낮은 퇴적률을 보이는 코아 M15612는 전형적인 원양의 퇴적환경에 속함을 알 수 있다. 그러나 코아 M15612의 낮은 퇴적률은 IRD 이벤트 때는 두 배에서 여섯 배까지 퇴적입자의 유입이 증가하였다.

### 3.2. 사립퇴적물의 성분

코아 M15612는 주로 유공충의 연니로 이루어져 있으며, 일부 익족류(pteropod)의 각들도 들어 있다. 이런 단순한 구성성분의 코아는 상부 10,000~40,000년 부분과 하부 IRD 층이 있는 코아 밑부분에서는 다양

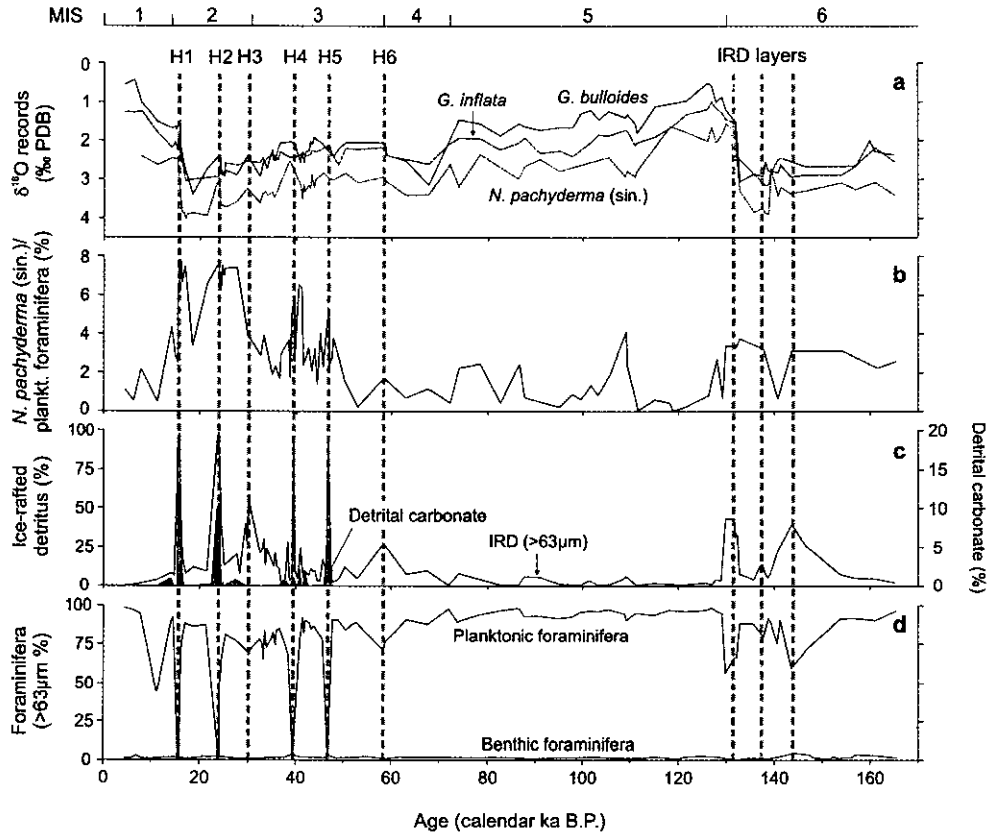


Fig. 3. Correlation of IRD layers with the planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  records (a), abundance pattern of *N. pachyderma* (sin.) per planktonic foraminifera (b), distributions of detrital coarse grains and detrital carbonate (c), and counting numbers of planktonic and benthic foraminiferal grains in the  $>63\ \mu\text{m}$  fraction (d). MIS marine oxygen-isotope stage.

한 퇴적성분으로 바뀐다. 쇄설탄산염광물은 IRD 층의 쇄설입자 중에 0~13%를 차지한다. H1과 H2는 쇄설 성분이 90% 이상이며, 쇄설탄산염광물은 그 중에서 10% 이상을 점유한다. 쇄설입자는 H6에서 25%이고 H2에서는 거의 100%까지 올라간다. 하인리히 층은 석영, 알칼리장석, 사장석, 백운석, 운모 등으로 구성되어 있다. 특히 백운석은 63~400  $\mu\text{m}$ 에서 1~13% 들어 있으나 H3와 H6 그리고 MIS 6의 IRD 층들은 전혀 들어있지 않다.

*N. pachyderma*(sin.)는 IRD 층이나 적어도 IRD 층 부근에서 최대의 산출빈도를 보인다. 반면 같은 코아의 깊이에서 다른 부유유공충의 종은 거의 사라졌다. 이는 *N. pachyderma*(sin.)가 다른 종들에 비해 극지나 아극지의 상대적으로 찬 해수에서 내성이 강함을 나타낸다. 그러나 *G. inflata*은 카운팅 결과에 의하면 특별한 형태의 산출특성을 보여주지 못했다.

### 3.3. 탄소동위원소 이상: 불안정한 북대서양 중위도 해수

지난 70,000년 동안 코아 M15612의  $\delta^{13}\text{C}$  기록은 하인리히 층과 일치한다(Fig. 4).  $\delta^{13}\text{C}$ 의 값은 일차적으로 표층수와 심층수의 변환을 모니터 할 수 있는 자료이며, 그래서 북대서양에서의 해수 및 해류의 변화를 추적할 수 있다.

부유유공충의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 저서유공충 값에 비하여 약 1‰ 낮다(Fig. 4b). 그러나 저서유공충의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 보통 하인리히 이벤트 중에 0.2~0.5‰ 감소하였다. IRD 최대치와  $\delta^{13}\text{C}$  최소치의 밀접한 대비는 노르웨이-그린란드 해역에서 일어나는 대류가 빙산의 대규모 방류 중에는 정지하였음을 암시한다. 이와 유사한 패턴이 포르투갈 대륙사면에서도 관찰된 바 있다(Park, 1998). 그러나  $\delta^{13}\text{C}$  기록에서 더 두드러진 특징은 25,000~57,000년 사이에  $\delta^{13}\text{C}$ 의 값이 1~1.5‰ 높은 값을 보이는 장기적인 유형이다(Fig. 4b). 이 기간 중에 보이는 1‰ 이상 높은  $\delta^{13}\text{C}$  값은 연

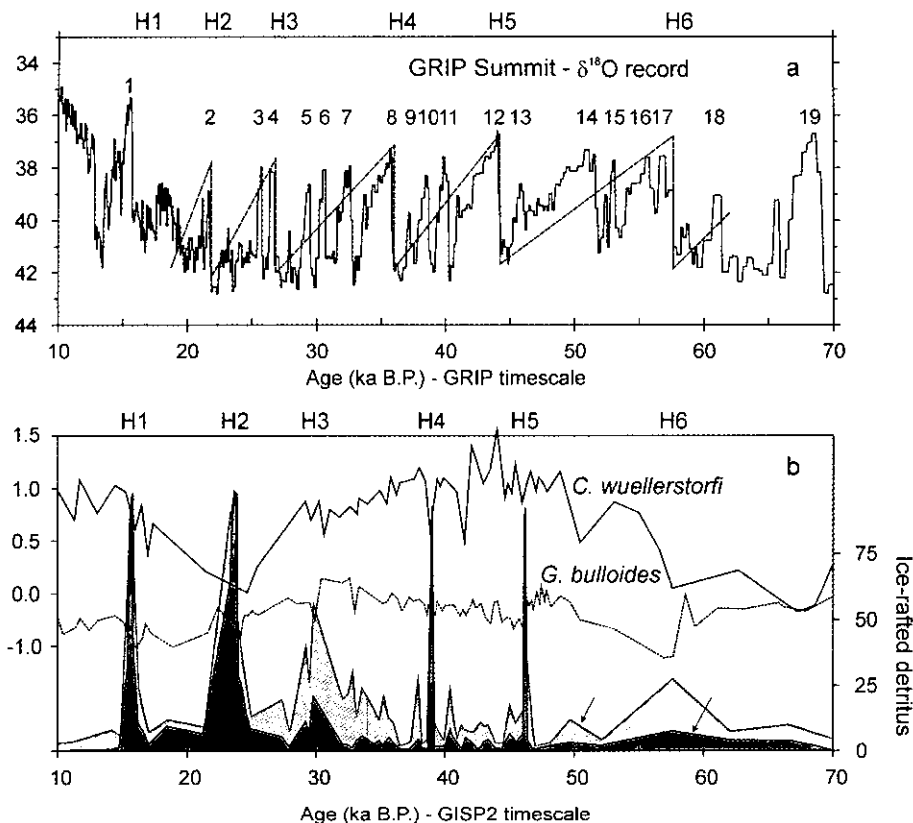


Fig. 4. (a) GRIP  $\delta^{18}\text{O}$  record with a saw-teeth pattern of the so-called Bond cycles in the region of Summit (central Greenland) and Heinrich events. (b) Foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  records and IRD patterns in the fractions of  $>63$  and  $>125 \mu\text{m}$ .

구지역(중위도 북대서양)에서 일어난 북쪽기원(NADW)과 남쪽기원의 해수(Antarctic Bottom Water, AABW) 사이에서의 변화를 암시한다. 왜냐하면 관찰된  $\delta^{13}\text{C}$  값은 북대서양의 해역에서는 찾을 수 없으며 간빙기 때도 적도를 넘어 북위 20도 이상 북상하는 남극기원의 심해류에서 그런  $\delta^{13}\text{C}$  값을 찾을 수 있기 때문이다(Tomczak and Godfrey, 1994). 즉 노르웨이-그린란드 해역에서 일어나는 대류의 정지나 약화는 차례로 NADW의 약화를 초래하였고, 반대로 웨델해(Weddell Sea) 기원의 AABW의 영향이 커진 것으로 추정된다. 이와 같은 북대서양 중위도에서의 심해류의 상호작용은 소위 “북대서양 thermohaline switch”의 주된 기능과 함께 기후변화의 요인으로 작용하였다(Zahn, 1994; Stauffer *et al.* 1998). 그밖에 AAIW(Antarctic Intermediate Water)도 영향범위가 커졌을 것으로 생각되나, 본 연구코어는 중층해수를 체크하기에는 적합하지 않은 심해지형(3,050 m)에 위치해 있다.

## 4. 토 의

### 4.1. 중위도 코아와 주위 코아의 비교분석

코아 M15612와 DSDP 609의 모든 IRD 층은 공통적으로 최대 피크를 보이는 쇄설퇴적물과 최대빈도를 보이는 *N. pachyderma*(sin.) 및 H1, H2, H4, H5의 IRD 층에 들어있는 쇄설탄산염광물 등으로 특징짓는다(Fig. 5). 그러나 현미경관찰에 의하면 코아 M15612에는 쇄설탄산염광물 중 방해석입자가 전혀 들어있지 않다. 이는 방출된 빙산이 점진적으로 용해되면서 방해석이 풍부한 쇄설탄산염입자들이 수중에서 용해되었으며, 반면 백운석은 상대적으로 덜 용해되어 코아 M15612의 IRD 층에 남게 된 것 같다. 코아 M15612에서 관찰된 쇄설백운석의 양도 DSDP 609에 비하면 1/3 정도이거나 그 이하의 정량을 보인다.

조사한 유공충의 분석결과에서는, 두 코아의 IRD 층에서 *N. pachyderma*(sin.) 이외의 다른 유공충 종이 거의 사라졌다. *N. pachyderma*(sin.)의 최대산출과 낮

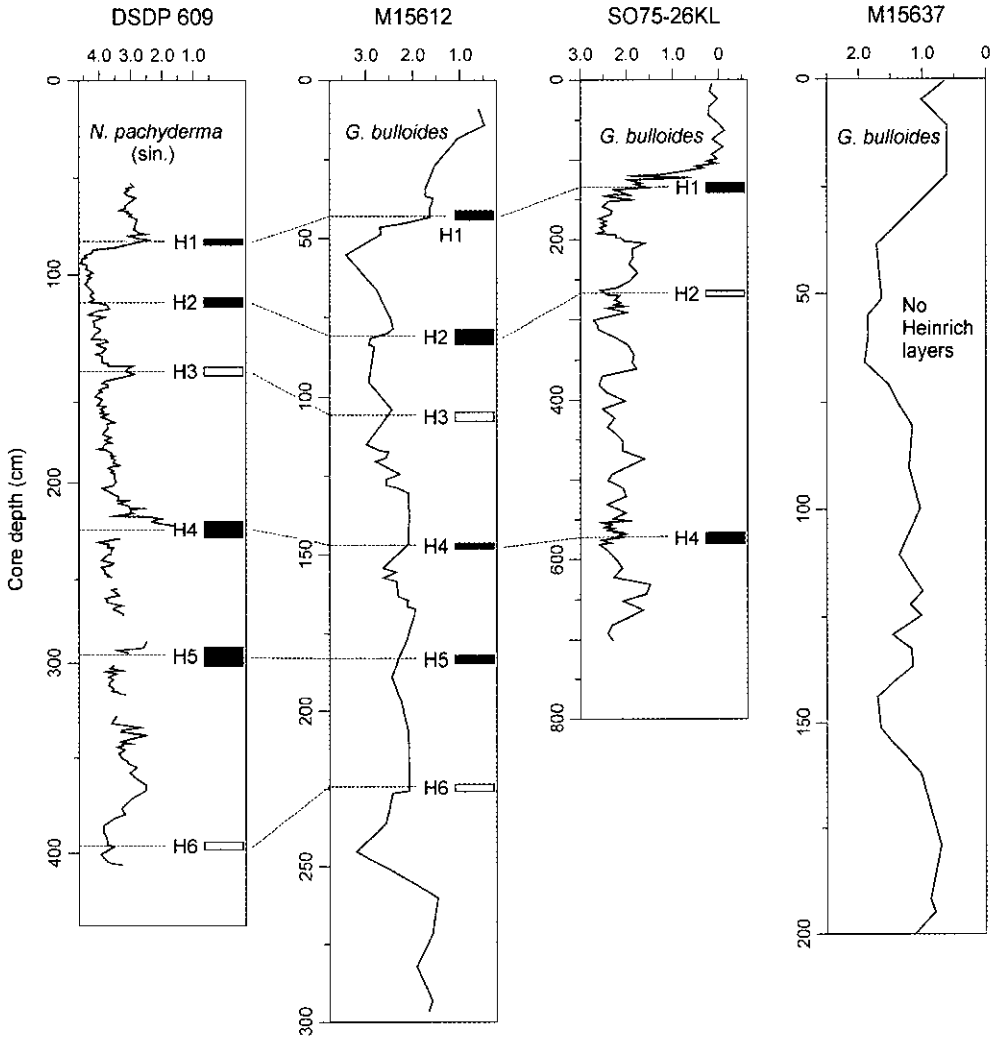


Fig. 5. Occurrence of the Heinrich layers in the cores used in this study. Among the Heinrich events, black bar indicates IRD events with detrital carbonates, whereas the gray bar marks the IRD layers which contain no detrital carbonates.

은 값의  $\delta^{18}O$  대비가 코아 M15612의 H1, H2, H3, H4에서 기록되었으나, H5와 H6에서는 단지 약한 시그널만 보였다. *G. bulloides*와 *G. inflata*의 동위원소 변화는 *N. pachyderma*(sin.) 값의 변화와 다른 양상을 보인 이유는 이들 종의 생태적 요소에 기인한다. 즉 *G. bulloides*와 *G. inflata*는 온대지역의 종으로 찬 해수에 내성이 없기 때문이며, *N. pachyderma*(sin.)는 빙산방류로 형성된 IRD 이벤트 기간 중에 아극지 환경의 해수에서 번성하였다(Hemleben and Spindler, 1983; Kohfeld *et al.*, 1996). 그러나 위와 같은 생태적 요소를 받아들인다면, IRD 층에서 관찰된 *G. bulloides*와 *G. inflata*의 두 종은 IRD 층 전후로 존재

한 종이고 생교란작용에 의해서 IRD 층으로 들어온 것임을 의미한다. 그러면 IRD 층에서 기록된 두 종의 동위원소 값은 IRD 층의 교환경 지사자가 아님을 뜻한다.

그밖에 M15612와 DSDP 609 기록의 미묘한 차이는 두 코아의 상대적인 위치에 기인하는 듯 하다. M15612의 코아 위치는 DSDP 609에 의하면 추정되는 대규모 빙산방류의 루트에서 남쪽에 위치해 있는 편이다. 여러 IRD 층의 규모가 같은 코아 내에서도 같지 않은 이유는 방류의 루트나 크기에 따라서 변한 것 같다.

포르투갈 대륙사면에서 시추한 코아 SO75-26KL

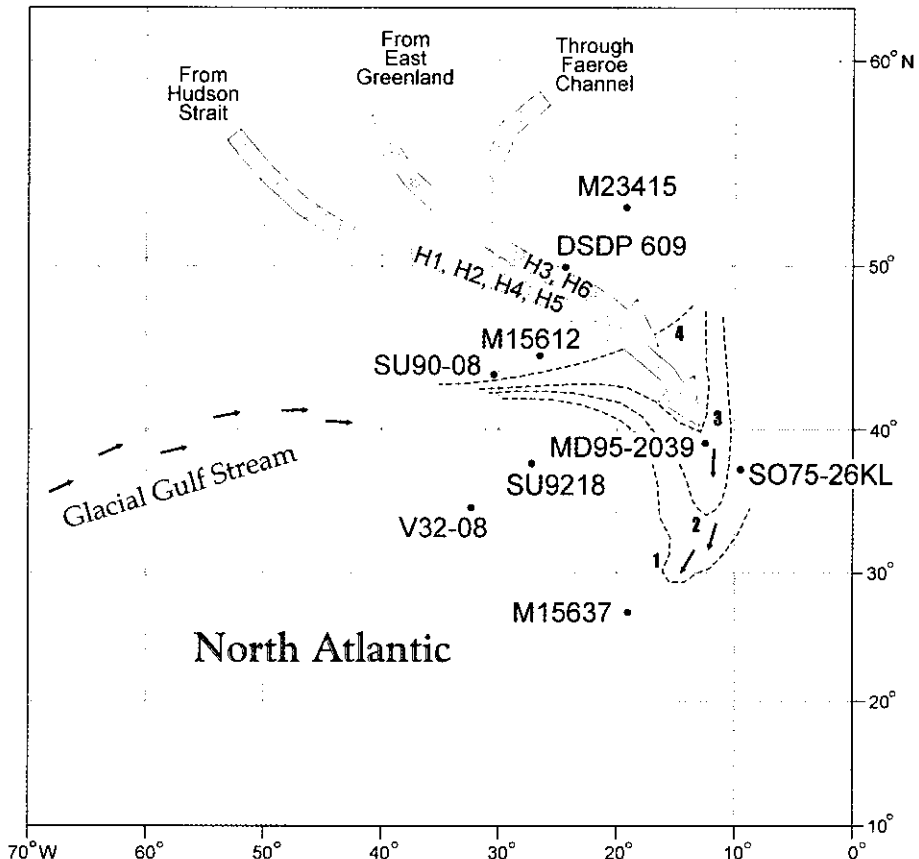
(37°49'N, 9°20'W)은 MIS 2~3 시기의 IRD 층들을 갖고 있다(Park, 1998; Schönfeld, Zahn, 2000). 그러나 코아 M15612에 비해 쇄설퇴적물의 정량은 상대적으로 적은 편이다. IRD 층 내에 들어있는 광물의 종류는 코아 M15612의 그것과 비슷하지만, H3의 IRD 층이 관찰되지 않으며 H2는 쇄설탄산염광물 이외의 쇄설광물만을 갖고 있다(Fig. 5). 이는 마지막 빙기 중의 빙산방류가 Termination I(급격한  $\delta^{18}\text{O}$ 의 감소시기) 때 일어난 것에 비하면 아주 작은 방류여서 동부대서양까지 영향을 미치지 못한 것 같다. 또한 일부 방류만 포르투갈 해역에 영향을 미쳤고 그것도 원래의 고해양학적 특성들을 거의 잃은 상태에서 일부 쇄설입자만이 퇴적된 것으로 사료된다. 저서유공층의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 IRD 형성시기 동안 감소하는데, 이는 표층수의 물리적인 조건과 관련이 있는 증층수의 변화 때문이며,  $\delta^{13}\text{C}$  기록은 포르투갈 대륙사면의 퇴적조건이 코아 M15612의

중위도 북대서양의 환경과 관계됨을 나타낸다(cf. Park, 1998).

#### 4.2. MIS 6 이후의 해양환경 변화의 의미

하인리히 층은 10,000~15,000년을 주기로 찾아오는 냉각기에 형성되었다. 그러나 하인리히 주기(=Bond cycle) 내에는 더 작은 단위의 주기가 관찰되는데, 이것은 그린란드 코아에서 관찰된 Dansgaard-Oeschger cycle(=DO cycle)과 일치한다(Dansgaard *et al.*, 1993). 즉 interstadial 1, 2, 4, 8, 12, 17 직전에 있었던 제1차 냉각기는 하인리히 층과 일치하고 제2차 냉각기는 DO cycle과 일치한다(Fig. 4).

그러나 하인리히 층은 매번 일어난 이벤트마다 확장 규모와 형성지역이 변화했다(Fig. 6). 충분한 수의 코아 결과를 가지고 대비를 하였다면 방류규모의 범위를 정밀하게 결정할 수 있었으나 이에 대한 자료가 아직은



**Fig. 6.** Possible routes of massive iceberg discharges in the eastern North Atlantic: Numbers indicate southern limits of H1, H2 and H4 (No. 1), H3 and H5 (No. 2), H6 (No. 3) and all IRD events proposed by Ruddiman (1977) (No. 4). Core data from Mix (1989), Park (1998), Grousset *et al.* (2000) and Thomson *et al.* (2000).



미비하기 때문에 Fig. 6에서 보듯이 방류의 남방한계(점선)를 추정할 수밖에 없었다. 그러나 분석한 코아의 결과만으로도 빙산방류의 전체적인 윤곽과 범위를 결정할 수 있었다. 특히 코아에서 IRD 층이 산출되는 형태와 광물의 종류에 따라 기원지역을 크게 북미기원과 노르웨이-그린란드 해역기원으로 나눌 수 있었다. 포르투갈 대륙사면에서 발견되는 IRD 층은 형태와 산출유무에 따라 빙산방류의 규모를 추가로 체크하였다. Fig. 6을 보면 알 수 있듯이, H1, H2, H4, H5는 북미기원이며, H3과 H6은 노르웨이-그린란드 해역기원으로 보았다. 그러나 북미기원이라고 하더라도 각각의 IRD 이벤트는 페노스칸디아(Fennoscandia) 빙상과 같은 유럽지역의 방류에 의하여 이벤트 전후로 영향을 받았다(Grousset *et al.*, 2000).

위에서 언급한대로 IRD의 전선은 매 이벤트마다 변하였는데, 특히 H1, H2, H4는 가장 남쪽까지 확장한 IRD 층이다. 일부 IRD 층은 같은 위도와 비교하여 보면 속도가 느린 카나리아한류의 도움으로 포르투갈과 모로코 해역을 따라서 더 남쪽으로 내려오면서 퇴적되었다(Fig. 6).

결국 북대서양 동부지역에서 발견되는 하인리히 층의 존재는 그 규모와 상관없이 주로 로렌타이드(Laurentide)와 그린란드 빙상에서의 변화가 북대서양을 횡단하여 서유럽 전체 해역에까지 영향을 미쳤음을 의미한다.

## 5. 결 론

1. 코아 M15612의 퇴적시기는 MIS 6 중반부부터 현생시기까지 포함하여 신생대 제4기말의 해양퇴적 기록을 담고 있다. 코아에서 발견된 IRD 층은 Termination I과 II 때 주로 형성된 쇄설퇴적층으로, 기존에 발견된 하인리히 층과 일치한다. 즉 IRD 층은 *N. pachyderma*(sin.)의 최대 빈도, 일부 층 이외에(H3, H6 및 MIS 6의 IRD 층) 1~13%의 쇄설탄산염광물(백운석)의 함유 그리고 쇄설광물입자(예; 석영, 알칼리장석, 사장석, 운모)의 최대 빈도 등을 갖는다.

2. 해수의 염도 변화를 암시하는 산소동위원소 값이 모든 IRD 층에서 기록되었다. 부유유공층의  $\delta^{18}O$  기록은 기후변화의 경향이 그린란드 코아(GRIP ice core)에서 관찰된 DO cycle과 일치한다. interstadial 1, 2, 4, 8, 12, 17 직전의 냉각 이벤트는 코아 M15612의 H1에서 H6까지의 IRD 시기와 같다.

3.  $\delta^{13}C$  분석결과에 따르면, 저서유공층의  $\delta^{13}C$  값이

IRD 시기 중에 감소하였는데, 이는 북대서양의 심해류가 IRD 형성기간 중에는 감소했음을 의미한다. 반면 25,000~57,000년 전 사이에  $\delta^{13}C$  값은 1~1.5 증가하였고, 이는 NADW와 AABW 사이의 변화를 가리킨다.

4. 코아 M15612와 주위의 다른 코아의 비교는 동부대서양에서의 IRD 확장범위를 추정하는 데에 중요한 고해양학적 정보를 제공하였다. 포르투갈 대륙사면에서 발견한 IRD 층은 정량에서는 매우 작았으나 코아 M15612와 DSDP 609에서 발견한 H1, H2, H4와 층서대비가 가능하였다. 이와 같은 북대서양 중위도해역과 동부해역의 유사성은 이들 지역이 신생대 제4기말 동안 기원을 달리하는 해류의 상호작용에 의하여 조절되는 한 해양시스템 내에 위치해 있었음을 가리킨다.

## 사 사

코아를 제공한 독일 GEOMAR 해양지구과학연구소에 감사를 드린다. 코아 분석을 도와준 영국 Cardiff 대학의 R. Zahn과 독일 Tübingen 대학의 E. Link, 일부 참고자료를 친절하게 제공해준 독일 Kiel 대학의 T. Kiefer 및 동위원소분석을 협조한 H. Erlenkeuser에게도 감사를 드린다. 논문을 심사하고 건설적인 의견과 조언을 주신 연세대 유강민 교수님과 한 명의 무명 심사위원께도 감사를 드린다.

## 참고문헌

- Andrews, J.T. and Tedesco, K. (1992) Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea: Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. *Geology*, v. 20, p. 1087-1090.
- Baas, J.H., Sch nfeld, J. and Zahn, R. (1998) Mid-depth oxygen drawdown during Heinrich Events: evidence from benthic foraminiferal community structure, trace fossil tiering and benthic  $^{13}C$  at the Portuguese margin. *Mar. Geol.*, v. 152, p. 25-55.
- Bond, G. (1995) Climate and the conveyor. *Nature*, v. 377, p. 383-384.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. (1992) Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, v. 360, p. 245-249.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G. (1993) Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, v. 365, p. 143-147.
- Broecker, W.S. and Peng, T.-H. (1982) *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, Palisades, 690p.

- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. and McManus, J. (1992) Origin of the northern Atlantic Heinrich events. *Clim. Dyn.*, v. 6, p. 265-273.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, v. 364, p. 218-220.
- Fronval, T., Jansen, E., Bloemendal, J. and Johnsen, S. (1995) Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennial timescales. *Nature*, v. 374, p. 443-446.
- Grousset, F.E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G. and Boelaert, A. (2000) Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology*, v. 28, p. 123-126.
- Gwiazda, R.H., Hemming, S.R. and Broecker, W.S. (1996) Tracking the sources of icebergs with lead isotopes: the provenance of ice-rafted debris in Heinrich layer 2. *Paleoceanography*, v. 11, p. 77-93.
- Heinrich, H. (1988) Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.*, v. 29, p. 142-152.
- Hemleben, C. and Spindler, M. (1983) Recent advances on living planktonic foraminifera. In Meulenkamp, J.E. (ed.) *Reconstruction of Marine Paleoenvironments*. Utrecht Micropaleont. Bull., v. 30, p. 141-170.
- Kohfeld, K.E., Fairbank, R.G., Smith, S.L. and Walsh, I.D. (1996) Neogloboquadrina pachyderma (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: Evidence for Northeast Water Polynya plankton tows, sediment traps and surface sediments. *Paleoceanography*, v. 11, p. 679-699.
- Lebreiro, S.M., Moreno, J.C., McCave, I.N. and Weaver, P.P.E. (1996) Evidence for Heinrich layers off Portugal (Torre Seamount: 39 N, 12 W). *Mar. Geol.*, v. 131, p. 47-56.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. and Shackleton, N.J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, v. 27, p. 1-29.
- Maslin, M., Shackleton, N.J. and Pflaumann, U. (1995) Surface water temperature, salinity and density changes in the northeast Atlantic during the last 45000 years: Heinrich events, deep water formation and climatic rebounds. *Paleoceanography*, v. 10, p. 527-544.
- Meese, D.A., Alley, R.B., Gow, A.J., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., Ram, M., Taylor, K.C., Waddington, E.D. and Zielinski, G.A. (1994) Preliminary depth-age scale of the GISP2 ice core. *CRREL Spec. Report 94-1*, Cold Reg. Res. Eng. Lab., 66p.
- Mix, A.C. (1989) Pleistocene paleoproductivity: Evidence from organic carbon and foraminiferal species. In Berger, W.H. et al. (ed.) *Productivity of the Ocean. Present and Past*. John Wiley, New York, p. 313-340.
- Nadeau, M.-J., Schleicher, M., Grootes, P.M., Erlenkeuser, H., Göttdang, A., Mous, D.J.W., Sarnthein, M. and Willkomm, H. (1997) The Leibniz-Labor AMS facility at the Christian-Albrechts-University, Kiel, Germany. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, v. 123, p. 22-30.
- Park, M.-H. (1998) Abrupt climatic changes induced by ice-rafting events in the eastern North Atlantic Ocean during the late Quaternary: Stable isotope and X-ray mineralogical analyses. *Geoscience Jour.*, v. 2, p. 59-67.
- Patience, A.J. and Kroon, D. (1991) Oxygen isotope chronostratigraphy. In Smart, P.L. and Frances, P.D. (eds.) *Quaternary Dating Methods-A Users Guide*. *Quat. Res. Ass.*, Cambridge, Techn. Guide No. 4, p. 199-228.
- Rahmstorf, S. (1994) Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, v. 372, p. 82-85.
- Rahmstorf, S. (1996) On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, v. 12, p. 799-811.
- Ruddiman, W.F. (1977) Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40 to 63 N). *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 88, p. 1813-1827.
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H. and Ganssen, G. (1994) Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleoceanography*, v. 9, p. 209-267.
- Schönfeld, J. and Zahn, R. (2000) Late glacial to Holocene history of the Mediterranean outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v. 159, p. 85-111.
- Stauffer, B., Blunier, T., Dillenbach, A., Indermühle, A., Schwander, J., Stocker, T.F., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D., Hammer, C.U. and Clausen, H.B. (1998) Atmospheric CO<sub>2</sub> concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period. *Nature*, v. 392, p. 59-62.
- Stuiver, M. and Pearson, G.W. (1993) High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC and 2500-6000 BC. *Radiocarbon*, v. 35, p. 1-23.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, v. 40, p. 1041-1083.
- Thomson, J., Nixon, S., Summerhayes, P., Rohling, E.J., Schönfeld, J., Zahn, R., Grootes, P., Abrantes, F., Gaspar, L. and Vaqueiro, S. (2000) Enhanced productivity on the Iberian margin during glacial/interglacial transitions revealed by barium and diatoms. *J. Geol. Soc. London*, v. 157, p. 667-677.
- Tomczak, M. and Godfrey, J.S. (1994) *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon, Oxford, 422 p.
- Veiga-Pires, C.C. and Hillaire-Marcel, C. (1999) U and Th isotope constraints on the duration of Heinrich events H0-H4 in the southeastern Labrador Sea. *Paleoceanography*, v. 14, p. 187-199.
- Zahn, R. (1994) Core correlations. *Nature*, v. 371, p. 289-290.