

## Article

## 북극해 스발바드 군도 피오르드에서 일어난 홀로세의 빙해양 퇴적작용과 고기후적 의미

윤호일<sup>1\*</sup> · 김예동<sup>1</sup> · 유규철<sup>1</sup> · 이재일<sup>1</sup> · 남승일<sup>2</sup>

<sup>1</sup>한국해양연구원 부설 극지연구소  
(406-130) 인천시 연수구 동춘동 994번지 송도테크노파크  
<sup>2</sup>한국지질자원연구원  
(305-350) 대전시 유성구 가정동 30번지

### Holocene Glaciomarine Sedimentation and Its Paleoclimatic Implication on the Svalbard Fjord in the Arctic Sea

Ho Il Yoon<sup>1\*</sup>, Yeadong Kim<sup>1</sup>, Kyu-Cheul Yoo<sup>1</sup>, Jae Il Lee<sup>1</sup>, and Seung-II Nam<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Korea Polar Research Institute, KORDI  
Songdo Technopark, Incheon 406-130, Korea*  
<sup>2</sup>*Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources  
Daejeon 305-350, Korea*

**Abstract :** Analyses of sedimentological and geochemical parameters from two radiocarbon-dated sediment cores (JM98-845-PC and JM98-818-PC) retrieved from the central part of Isfjorden, Svalbard, in the Arctic Sea, reveal detailed paleoclimatic and paleoceanographic histories over the last 15,000 radiocarbon years. The overconsolidated diamicton at the base of core JM98-845-PC is supposed to be a basal till deposited beneath grounding glacier that had advanced during the LGM (Last Glacial Maximum). Deglaciation of the fjord commenced after the glacial maximum, marked by the deposition of interlaminated sand and mud in the ice-proximal zone by subglacial meltwater discharge, and prevailed between 13,700 and 10,800 yr B.P. with enriched-terrigenous organic materials. A return to colder conditions occurred at around 10,800 yr B.P. with a drop in TOC content, which is probably coincident with the Younger Dryas event in the North Atlantic region. At this time, an abrupt decrease of TOC content as well as an increase in C/N ratio suggests enhanced terrigenous input due to the glacial readvance. A climatic optimum is recognized between 8,395 and 2,442 yr B.P., coinciding with 'a mid-Holocene climatic optimum' in Northern Hemisphere sites (e.g., the Laurentide Ice sheet). During this time, as the sea ice receded from the fjord, enhanced primary productivity occurred in open marine conditions, resulting in the deposition of organic-enriched pebbly mud with evidence of TOC maxima and C/N ratio minima in sediments. Fast ice also disappeared from the coast, providing the maximum of IRD (ice-rafted debris) input. Around 2,442 yr B.P. (the onset of Neoglacial), pebbly mud, characterized by a decrease in TOC content, reflects the formation of more extensive sea ice and fast ice, which might cause decreased primary productivity in the surface water, as evidenced by a decrease in TOC content. Our results provide evidence of climatic change on the Svalbard fjords that helps to refine the existence and timing of late Pleistocene and Holocene millennial-scale climatic events in the Northern Hemisphere.

**Key words :** Arctic Sea, paleoclimate, paleoceanography, Holocene, sediment core, Svalbard fjord

\*Corresponding author. E-mail : hiyoon@kopri.re.kr

## 1. 서 론

기후변화에 관한 정부간 패널(IPCC; International Panel of Climate Change)이 2001년에 발간한 보고서에 의하면 지난 100년간 지구의 평균기온이 0.6°C 상승하였으며 향후 100년 이내에 북극의 빙하는 모두 사라질 것으로 보고한 바 있다. 그러므로 최근 들어 미래의 기후변화를 예측하기 위한 대응책 마련이 전 세계적으로 시급한 실정이다. 기후예측 및 기후변화 전망을 위해서는 현재의 기후시스템의 역할을 이해함은 물론 과거의 급격한 기후변화에 대한 증거를 수집하고 그 원인을 규명하는 연구가 매우 중요하다. 이러한 연구가 수행될 수 있는 최적의 장소로서 북극권의 피오르드를 들 수 있다. 그 이유는 첫째, 북극해 피오르드는 다른 지역에 비해 수십 배의 높은 퇴적을 보이므로 수백 년 또는 수십 년 단위의 변화를 보이는 고해상도의 고기후 및 고해양 변화의 기록이 잘 간직되어

있으며, 둘째는 피오르드를 따라 발달한 빙하와 해양 사이의 상호작용에 대하여 기후가 어떻게 반응을 하는지 또는 빙하의 움직임이 기후와 해양순환에 어떻게 영향을 주었는지에 대한 정확한 이해가 가능하기 때문이다.

북위 76~80° 사이에 위치하는 스발바르 군도(Svalbard Islands)는 북쪽으로는 북극해와 남과 동쪽으로는 바렌츠해(Barents Sea)로 둘러 싸여 있으며, 서쪽에는 그린란드해(Greenland Sea)에 의해 경계가 지워진다(Fig. 1). 군도는 약 62% 정도가 빙하로 덮여 있으며, 특히 군도를 따라 발달한 피오르드 지역은 흔히 조수빙하(tidewater glacier)의 형태로 발달한다. 이 연구의 목적은 스발바르 군도 서쪽에 가장 큰 규모로 발달한 이스피오르덴(Isfjorden)에서 홀로세 동안 일어났던 조수빙하의 움직임과 이와 관련된 고해양학적 변화를 이해하는데 있다.

## 2. 지형 특성

스발바르 군도에 발달한 크고 작은 규모의 피오르드는 깊은 해저곡분(trough)과 해저언덕(submarine sill)을 갖는 전형적인 빙식지형을 보인다. 서부 스발바르 군도에서 규모가 가장 큰 것으로 알려진 이스피오르덴은 길이가 약 100 km이며 폭은 약 25 km에 달한다(Fig. 2). 이 피오르드는 최대수심이 약 425 m이며 스발바르 군도에서 두 번째로 큰 규모(7,309 km<sup>2</sup>)의 배수지로 둘러 싸여 있다. 배수 지역의 약 40%는 빙하로 덮여 있으며(Hagen et al. 1993), 이 지역의 빙하는 대부분이 다온적(polythermal) 특성을 보이며(Hagen et al. 1993; Hambrey et al. 1999) 빙하의 흐름이 빠른 종류(surge type)에 속한다(Liestol 1969; Hagen et al. 1993; Jiskoot et al. 2000). 이스피오르덴의 북쪽과 동쪽에는 조수빙하(tidewater glaciers)가 넓게 발달하고 있으며, 다른 지역의 피오르드와 다르게 입구에 해저언덕의 발달이 없다. 그러나 바깥쪽에는 피오르드를 가로지르면서 서너 개의 해저 기반암으로 이루어진 편평한 지반(threshold)이 나타난다. 고해상도 탄성파 기록지의 해석(Forwick and Vorren, in prep.)을 보면 이 기반암 지대를 덮고 있는 퇴적물은 매우 얇게 피복된 형태로 나타나지만 더욱 깊은 곳이나 강과 빙하 부근 지역에서는 약 100 m 이상의 두께를 갖는 퇴적층이 발달해 있다. 이스피오르덴의 해양 순환작용은 아직 자세한 연구가 되어 있지 않지만 외양에 위치하고 있는 대륙붕으로부터 만 안으로 해수의 유입이 있을 것으로 예측된다. 특히 해수가 피오르드의 안쪽으로 들어올 때는 남쪽 연안을 따라 들어오며 그 영향은 사센피오르덴(Sassenfjorden)까지 미치는 것으로 보이며 외양으로 나갈 때는 북쪽 연안을 따라 움직이는 것으로 생각된다(F. Nilsen, pers. comm.). 이스피오르덴의 주변의 육상 지질은 주로 선캠브리아기와 제3기 동

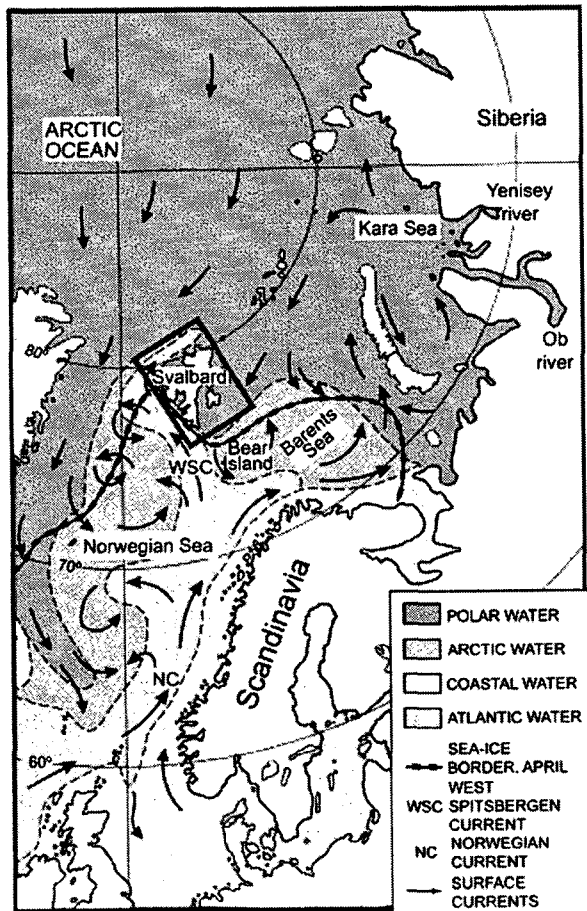


Fig. 1. Index map showing the surface water masses and surface currents in the Norwegian Sea and adjoining.

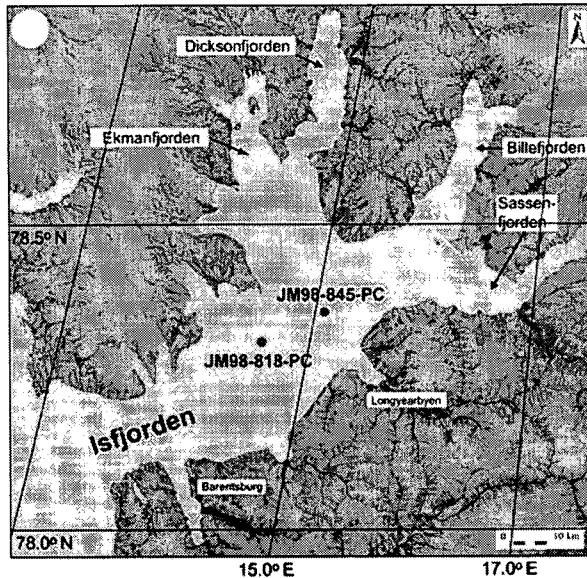


Fig. 2. Close up of Isfjorden. Location of the two investigated sediment cores JM98-845-PC and JM98-818-PC are shown.

안에 형성된 것으로 보이는 변성암과 퇴적암체로 이루어져 있다(e.g. Hjelle 1993).

### 3. 해양특성

스발바드 군도는 주로 서 스피츠베르겐 해류에 의해 남쪽에서 운반되는 따뜻한 대서양수(Atlantic Water)와 북쪽에서 기원하는 극지수(Polar Water) 및 북극수(Arctic Water)에 의해 영향을 받고 있다. 스발바드 군도 주변의 해빙(sea ice) 분포는 계절에 따라 뚜렷하게 변하지만 그 외에 폭풍이나 해수순환에 의해 영향을 받기도 한다(Dowdeswell and Dowdeswell 1989). 고착해빙(fast ice)은 주로 후미진 지형을 보이는 연안지역을 따라 11월 말경에 형성되기 시작하며 보통 5월 말이나 6월경까지 남아있게 된다(Wadhams 1981). 북극의 부빙군(pack ice)은 대체로 연중 스발바드 군도의 북동지역에 나타나는 편이며 8월과 9월경에는 분포범위가 최소가 된다(Vinje 1985). 11월과 이듬해 4월 사이에는 부빙군이 군도 전체를 덮기도 하며 이때는 스발바드의 서부 지역은 부빙군의 농도가 가장 얇게 나타난다. 이렇게 극지 부빙군의 분포가 불균형적인 이유는 극지수가 스발바드 군도의 동쪽을 따라서 남하하면서 많은 양의 부빙군을 운반하고, 스피츠베르겐 해류는 서쪽 연안을 따라 북쪽으로 따뜻한 대서양수를 운반하는 해양순환의 특성 때문으로 알려져 있다(Wadhams 1981; Vinje 1985).

이스피오르텐 내의 해양순환 특성은 잘 알려져 있지 않

으나, 인근에 위치한 반미엔피오르텐(Van Mienfjorden)의 입구는 악셀로야 섬(Akseloya Island)에 의해 외양과 단절되어 있기 때문에 매우 제한된 양의 대서양수만이 피오르드 내로 유입되는 것으로 알려져 있다(Hald and Dahlgren 2001). 피오르드의 표층 퇴적물은 주로 실트질 니(silty clay)로 구성되며(Hald and Korsun 1997). 수층은 일반적으로 수온이 영하 1°C의 한냉한 지역수(Local Water)와 계절적으로 데워진 표층수(Surface Water)로 구성된다. 피오르드의 바깥쪽에 발달한 두 개의 소분지에서 측정된 저층수의 염분도는 약 34.0 psu를 보이며 밀도약층(pycnocline)은 상부 수층 약 10~15 m에서 나타난다(Skardhamar 1998).

### 4. 홀로세의 육상 빙하의 역사

이스피오르텐의 내만 쪽의 육상에는 과거에 일어났던 빙하 이동에 관한 증거를 잘 나타내는 해양기원의 다이아믹톤(marine diamicton)층이 넓게 분포한다. 이 층들 속에는 이매패(bivalve shell)들이 포함되어 있으며 전형적인 hummocky 구조를 보일 뿐만 아니라 아주 미약한 식물 군집 식생도 함유한 것으로 알려져 있다. 1911년 초에 Hogbom(1911)은 이 다이아믹톤층이 피오르드 안쪽의 육상에 발달한 플라브린 빙하군의 급작스런 흐름(surge)에 의해 형성되었을 것으로 해석한 바 있다. 이 시기에는 빙하가 전진하게 되면서 과거에 이미 퇴적되어 있던 해양퇴적물들이 새롭게 형성되는 다이아믹톤층에 포함되는 포획(incorporation)이 일어나기도 하였다. 이러한 빙하의 급작스런 흐름에 관한 사실은 많은 연구자들로부터 입증되었기는 하지만 흐름의 횡수나 규모에 있어서는 다소 차이를 보이기도 한다(Coster 1925; Punning *et al.* 1979; Haga 1978; Rowan *et al.* 1982). 그러나 최근에 이루어진 연구 결과들에 의하면 거의 최근까지도 빙하의 진출이 일어났던 것으로 보인다. 옹회암층 내의 화석이나 다이아믹톤 내의 나무 조각 등으로 측정된 연대에 의하면 930 yr B.P.과 605 yr B.P. 전에 있었던 것이 가장 최근세에 일어났던 빙하의 진출로 알려져 있다(Punning *et al.* 1976).

### 5. 재료 및 방법

이 연구는 노르웨이 트롬소 대학이 노르웨이 연구위원회(Research Council of Norway)로부터 지원받아 수행중인 SPONCOM(Sedimentary Processes and Paleoenvironment on Northern Continental Margins) 프로그램의 일환으로 진행되었다. 현장조사를 위해 노르웨이 트롬소 대학의 연구 조사선인 안마엔 호(R/V Jan Mayan)를 이용하여 1998년에 이스피오르텐의 중앙 분지로부터 두 개의 코어 퇴적

물 시료(JM98-818-PC와 JM98-845-PC)를 얻었다(Fig. 2). 선상에서의 시료 획득을 위해 피스톤 시추기(piston corer)를 사용하였으며, 획득된 퇴적물 시료는 실험실로 운반하여 주상도 작성을 위해 시료를 길이 방향으로 절개한 후 육안관찰을 통해 일차퇴적구조, 생물교란구조를 기재하였고, Munsell soil color chart를 이용하여 암색을 결정하였다. 가속질량분석기(AMS: Accelerator Mass Spectrometry)를 이용한 퇴적물의 탄소 연대측정을 위해 코어 퇴적물로부터 이매패 시료를 채취하였으며 이들은 스웨덴의 웁살라 대학의 T. Svedborg 실험실에서 분석되었다.

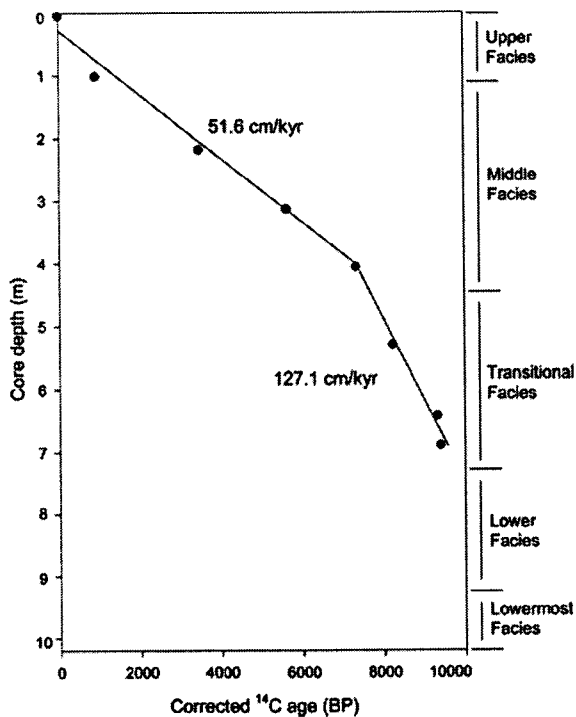


Fig. 3. Down-core variations in corrected <sup>14</sup>C age and sedimentation rate of core JM98-845-PC. Correction of nearly 464 years was applied (Mangerud and Gulliksen 1975).

## 6. 결 과

### 탄소연대 및 퇴적율

퇴적물의 연대를 알기 위해 코어 JM98-845-PC를 대상으로 8개의 층에서 8개의 이매패(mollusk bivalve) 시료를 채취하여 가속질량분석기를 이용한 탄소연대측정을 실시하였다. 대부분의 이매패류는 종단위의 분류가 가능하였으며 분류된 종은 Table 1에 나타내었다. 탄소연대의 보정을 위해 측정된 연대 값에서 464년을 소거하여 보정연대를 얻었으며((Mangerud and Gulliksen 1975), 그 결과 모든 연대 값이 코어 깊이에 따라 증가하는 경향을 잘 보였으며, 연대모델이 나타내는 평균 퇴적률은 코어 상부(0~400 cm)에서 51.6 cm/kyr을 보이며 하부(400~700 cm)에서는 2배 정도가 높은 127.1 cm/kyr을 보여준다(Fig. 3).

### 퇴적상 및 지화학 특성

두 개의 코어 퇴적물이 얻어진 지점은 이스피오르덴의 중앙에 위치하는 곳으로서 인근의 네 개의 큰 규모의 조수빙하 지류(tributary of tidewater glaciers)로부터 공급된 육성기원 물질이 만나는 지점이기 때문에(Fig. 2), 이곳은 여러 기원지로부터 다양한 종류의 육성기원물질의 영향을 받는 지역이다. 네 개의 지류는 에크만피오르덴(Ekmanfjorden), 디슨피오르덴(Dicksonfjorden), 빌레피오르덴(Billefjorden), 사센피오르덴(Sassenfjorden) 등으로 구분된다(Fig. 2).

### 코어 JM98-845-PC

이 코어 퇴적물은 이스피오르덴의 중앙분지의 수심 300 m 이상 되는 지점에서 얻었으며 길이는 약 10.15 m이다(Fig. 4). 단성과 단면도상에서 볼 때 피오르드의 중앙분지는 평탄한 해저면을 보이며 내부적으로 평행층리가 잘 발달한 음향특성을 보인다(Matthias 2003). X-선 사진관찰, 총유기탄소함량 변화 그리고 C/N 비 값을 비교해 본 결과 코어는 크게 상부퇴적상(0~110 cm), 중부퇴적상(110~448 cm), 전이퇴적상(448~730 cm), 하부퇴적상

Table 1. AMS <sup>14</sup>C radiocarbon age datings and lithofacies of the examined core JM98-845-PC.

Core depth (cm)	Age ( <sup>14</sup> C yr B.P.)		Material	Lithofacies
	Uncorrected	Corrected <sup>a</sup>		
102	1380 ± 40	916 ± 40	<i>Batharca glacialis</i> - paired	pebbly mud
219	3945 ± 50	3481 ± 50	<i>Portlandia lenticula</i> - paired	pebbly mud
314	6090 ± 65	5626 ± 65	<i>Portlandia (lenticula)</i> - paired	pebbly mud
406	7790 ± 60	7326 ± 60	<i>Yoldia hyperborea</i> - fragments	pebbly mud
530	8700 ± 60	8236 ± 60	<i>Portlandia lenticula</i> - paired	pebbly mud
642	9785 ± 90	9321 ± 90	<i>Nuculana permula</i> or <i>minuta</i> - paired	pebbly mud

<sup>a</sup>Corrected ages were determined by subtracting the surface age of 464 years in core JM98-845-PC.

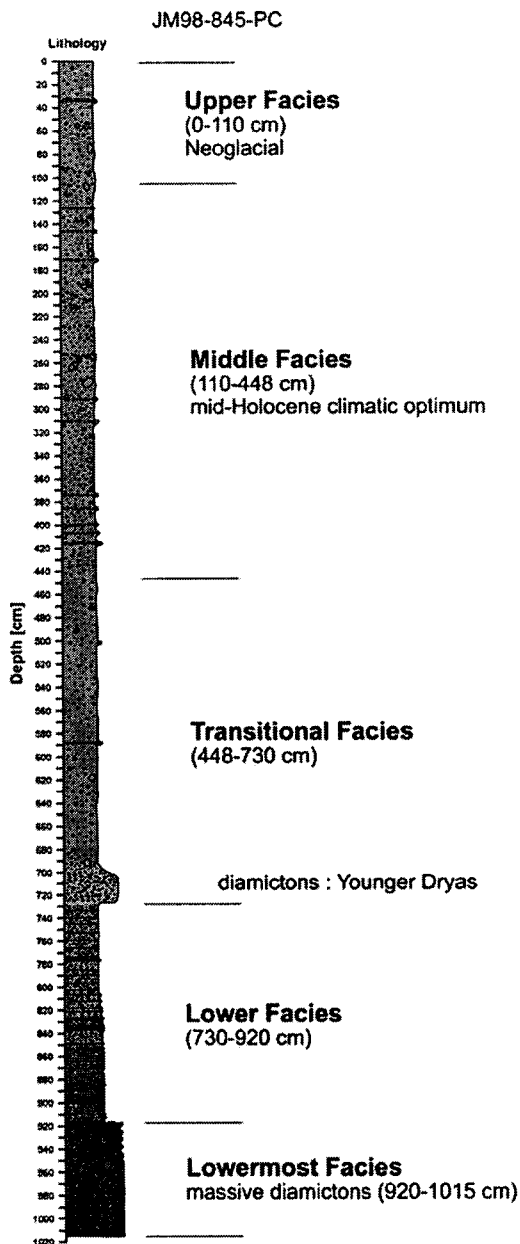


Fig. 4. Lithology of the core JM98-845-PC.

(730~920 cm) 그리고 최하부퇴적상(920~1015 cm)으로 구분된다(Figs. 4 and 5).

상부퇴적상: 이 퇴적상은 두께가 110 cm인 암회색의 사질니(sandy mud)로 구성된다. 퇴적상은 대부분이 괴상이며 유빙운반역(IRD: Ice-rafted debris)들이 산재된 상태이며 간혹 역들이 집중되어 있는 모습도 관찰된다(Fig. 4). 퇴적상의 하부 경계면은 아래의 중부퇴적상과 뚜렷하지 않다(Fig. 4). 총유기탄소함량은 1.9~2.7%를 보여 중부퇴

적상보다 낮은 편이며 퇴적상 내에서는 위로 갈수록 점차 낮아지는 경향을 보인다(Fig. 5). 총질소함량은 0.17~0.4%를 보이고 위로 갈수록 점차 낮아지는 경향을 보인다. C/N 비 값은 6.6~13.2의 값을 보이며 큰 폭의 변화는 없지만 위로 갈수록 값이 점차 증가하는 경향을 보인다(Fig. 5). 탄산염함량과 C/N 비 값은 각각 0.82~3.20%와 8.37~13.19의 값을 보여 중부퇴적상에 비해 조금 높은 편이다(Fig. 5). 보정된 탄소연대에 의하면 상부퇴적상의 하부 경계면은 약 2,442 yr B.P. 경부터 형성된 것으로 보인다(Figs. 3 and 5).

중부퇴적상: 두께가 338 cm인 암갈색의 사질니(sandy mud) 퇴적층이 상부퇴적상 바로 아래에 나타난다(Fig. 4). 특징적인 퇴적구조는 관찰되지 않으며 부분적으로 발달한 일차 퇴적구조는 생물교란에 의해 모두 지워져서 대부분 괴상의 구조를 갖는다(Fig. 4). 유빙운반역은 코어 전체를 통하여 가장 많이 관찰되며, 이 역들은 산재되어 나타나는 경우가 흔하지만 특정한 층준을 따라 층리의 형태로 나타나는 경우도 있다(Fig. 4). 총유기탄소함량은 1.76~3.25%를 보여 코어 전체에서 가장 높은 값을 보이며 변화 폭도 매우 큰 편이다(Fig. 5). 총질소함량도 0.26~0.45%를 보여 다른 퇴적상에 비해 높은 값을 보이며 변화 폭도 큰 편이다(Fig. 5). C/N 비와 탄산염함량은 각각 6.37~9.73과 0.71~5.24%를 보이며 다른 퇴적상에 비해 큰 차이는 없지만 상대적으로 낮은 값을 보인다(Fig. 5).

전이퇴적상: 이 퇴적상은 두 개의 퇴적층으로 구성된다. 하부는 약 40 cm 두께의 다이아믹톤층으로 구성된다(Fig. 4). 이 층은 역과 모래가 주성분을 이루고 있으며 점토 및 실트 성분이 함께 섞여 있으며 역들의 배열은 일정한 방향성이 없이 불규칙적이다(Fig. 4). 층의 하부 경계면은 비교적 뚜렷한 편이나 상부 경계면으로 갈수록 점이적이다(Fig. 4). 총유기탄소와 총질소함량은 각각 1.42~2.53%와 0.06~0.20%를 보이며 위로 갈수록 증가하는 경향을 뚜렷하게 보인다(Fig. 5). C/N 비와 탄산염함량은 각각 9.73~26.58와 5.41~17.16%의 범위를 보여 위로 갈수록 감소한다(Fig. 5). 다이아믹톤층의 위에는 값의 변화가 급격하게 일어나는 전이층 구간이 나타난다(Figs. 4 and 5). 전이층은 두께가 242 cm인 암회색의 사질 니(sandy mud)로 구성되며 측정값들이 위로 가면서 급격하게 변하는 특징을 보인다. 특히, 총유기탄소함량은 1.58~2.95%의 범위로서 위로 갈수록 급격하게 증가하는 경향을 보인다(Fig. 5). 총질소함량도 0.12~0.40%의 값을 보이며 위로 갈수록 급격하게 증가한다(Fig. 5). C/N 비 값은 2.05~19.99로서 코어 깊이 600 cm까지는 급격하게 감소한 후에 깊이 600~448 cm 구간에서는 6~10의 비교적 안정된 값을 유지한다

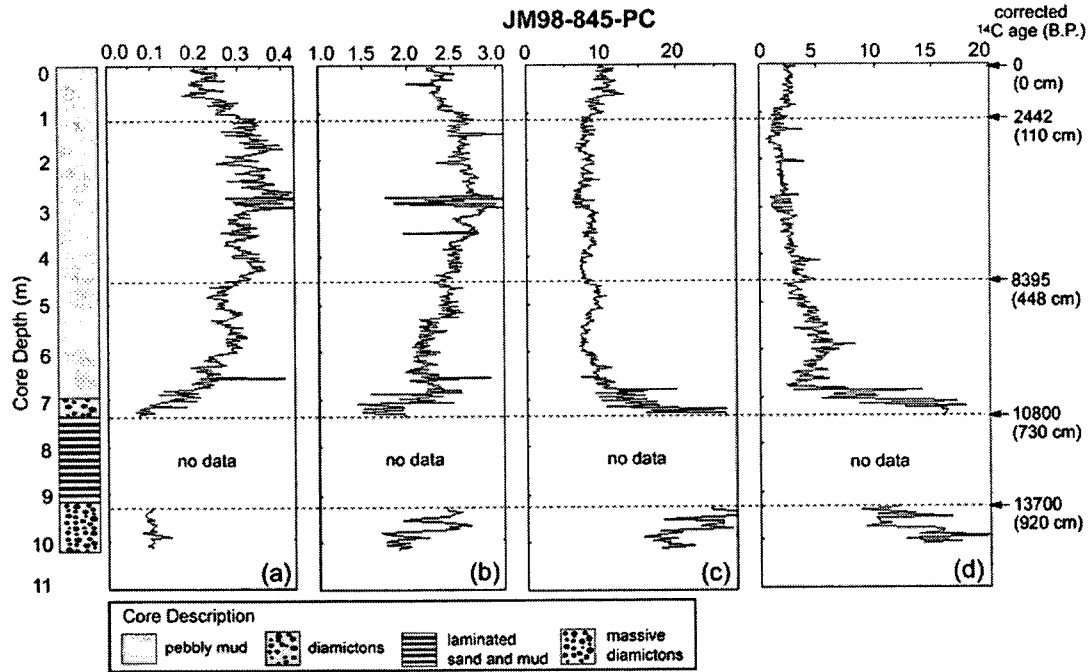


Fig. 5. Vertical variation of (a) total nitrogen (TN), (b) total organic carbon (TOC), (c) C/N ratios and (d) calcium carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ) of the core JM98-845-PC obtained from the central part of the Isfjorden.

(Fig. 5). 탄산염함량의 경우도 2.99~14.08%로서 변화 폭이 매우 큰 편이고 깊이 588 cm까지 급격히 증가한 후에 점차 감소하는 경향을 보인다(Fig. 5).

**하부퇴적상:** 이 퇴적상은 두께가 약 246 cm 정도이며 상부와 중부퇴적상에 비해 조립질이며 분급도는 불량한 편이다. 이 구간은 사질과 니질의 수평층이 반복적으로 나타나는 교호층에 해당한다(Fig. 4). 수평층리의 두께 변화는 일정하지 않고 불규칙적이다(Fig. 4). 이 구간에서는 많은 역들이 산재되어 나타나며 육안관찰시 역들이 수평층리를 파괴한 흔적도 많이 관찰된다. 교호층 내에서는 시료 채취의 어려움 때문에 지화학적 특성을 측정하지 못하였다(Fig. 5).

**최하부퇴적상:** 코어의 최하부에는 역과 모래, 실트 그리고 점토가 함께 섞여 나타나는 전형적인 다이아믹톤층이 약 85 cm의 두께로 나타난다(Fig. 4). 역들의 배열은 일정한 방향이 없이 매우 불규칙적이며(Fig. 4) 기질에서 측정된 전단응력은 직접 측정이 불가능할 정도로 매우 고화되어 있다. 이 퇴적상의 일부 구간에서 측정된 총유기탄소 함량은 1.75~2.69%를 보이며 퇴적상 내에서는 깊이의 변화가 크고 전이퇴적상 하부에 나타나는 다이아믹톤과 비교할 때 유기탄소함량이 높은 편이다(Fig. 5). C/N 비 값과 탄산염함량은 각각 15.63~28.26와 8.83~21.48%를 보여

다른 퇴적상에 비해 높게 나타난다(Fig. 5).

#### 코어 JM98-818-PC

코어 JM98-818-PC은 코어 JM98-845-PC가 얻어진 곳으로부터 남서쪽으로 약 1 km 떨어진 중앙분지에서 얻었으며 코어 지점의 수심은 약 200 m이다(Fig. 2). X-선 사진 관찰, 퇴적학 및 지화학적 특성을 비교해 본 결과 코어는 크게 상부퇴적상(0~40 cm), 중부퇴적상(40~109 cm), 전이퇴적상(109~310 cm), 하부퇴적상(310~705 cm)으로 구분된다(Fig. 6).

**상부퇴적상:** 이 퇴적상은 두께가 약 40 cm로서 주로 괴상의 사질니(sandy mud)로 구성되며 유빙운반역이 많이 관찰된다(Fig. 6). 총유기탄소 함량은 2.14~2.65%를 보이며 퇴적상 내에서 위로 갈수록 급격히 감소하는 경향을 보인다(Fig. 7). 총유기질소 함량은 0.19~0.30%이며 위로 갈수록 급격히 감소한다(Fig. 7). C/N 비 값은 8.27~11.37의 범위를 보여 큰 폭의 변화는 없으나 위로 갈수록 점차 높아진다(Fig. 7). 탄산염함량도 1.91~3.67%로서 위로 갈수록 미약하게 증가한다.

**중부퇴적상:** 이 퇴적상은 69 cm의 두께를 보이며 주로 괴상의 사질니(sandy mud)로 구성되며 생물교란구조가 자주 관찰된다(Fig. 6). 유빙운반역은 코어 전체에서 가장

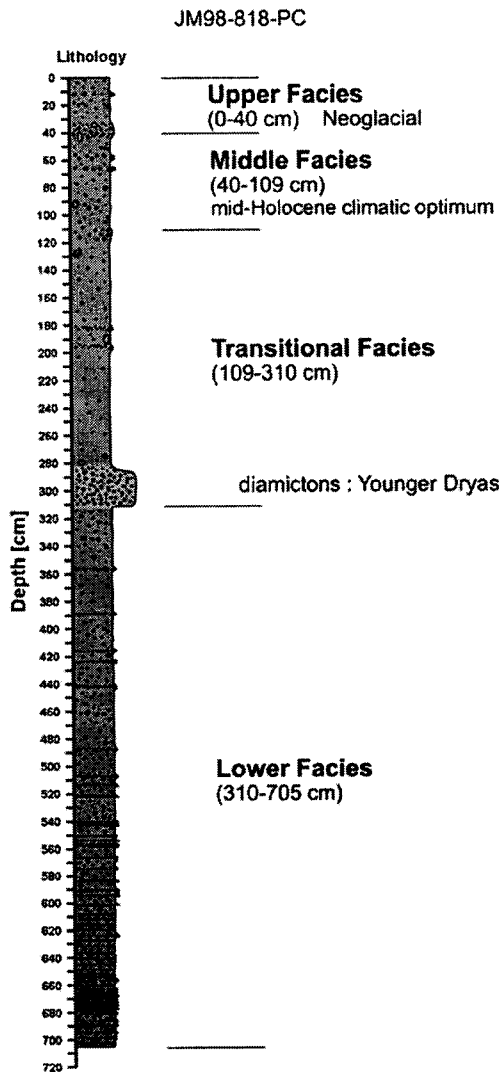


Fig. 6. Lithology of the core JM98-818-PC.

많이 산출되며 대부분 이들은 산재되어 있지만 특정한 층을 따라 나타나기도 한다(Fig. 6). 총유기탄소 함량과 총질소 함량은 각각 2.49~2.89%와 0.28~0.34%의 범위를 보여 코어 전체에서 가장 높게 나타난다(Fig. 7). C/N 비 값의 경우 7.74~9.54를 보여 큰 변화는 아니지만 코어 전체에서 최저값을 보인다(Fig. 7). 탄산염함량은 1.9~4.4%를 보여 상부퇴적상과 큰 차이가 없다(Fig. 7).

**전이퇴적상:** 이 퇴적상은 상부의 사질니층과 하부의 다이아믹톤층으로 구성된다. 다이아믹톤층은 두께가 15 cm이며 사질과 역함량이 우세하며 점토와 실트가 섞여있는 구성을 갖는다. 층의 하부 경계면은 매우 뚜렷한 편이나 상부 경계면은 점적이다(Fig. 6). 총유기탄소 함량은 0.98~1.67%로서 주변 퇴적상에 비해 낮은 편이며, 특히

코어 깊이 309 cm에서 최소값을 보이다가 그 후에는 뚜렷하게 증가한다(Fig. 7). 총질소 함량은 0.06~0.10%의 값을 보이며 총유기탄소 함량과 마찬가지로 깊이 309 cm에서 최소값을 보인 후 위로 갈수록 증가한다(Fig. 7). C/N 비 값과 탄산염함량은 각각 13.41~20.42와 12.58~18.16%의 값을 보이며 대체로 위로 갈수록 감소한다(Fig. 7). 다이아믹톤층 위에는 두께 176 cm의 사질니층이 나타나며 이 구간에서는 값의 변화가 빠르게 일어나는 전이층 구간이 나타난다(Fig. 7). 이 구간의 유빙운반역은 다른 퇴적상에 비해 훨씬 적은 편이다(Fig. 6). 총유기탄소 함량은 1.59~2.71%를 보이며 위로 갈수록 급격하게 증가하는 경향을 보인다(Fig. 7). 총질소 함량도 0.11~2.28%를 보여 변화 폭이 큰 편이며 위로 갈수록 증가하는 경향이 뚜렷하다(Fig. 7). C/N 비 값과 탄산염함량은 각각 8.93~14.42와 1.74~11.16%의 범위를 보이며 위로 갈수록 급격하게 감소한다(Fig. 7).

**하부퇴적상:** 하부퇴적상은 두께가 약 395 cm이며 사질과 니질로 이루어진 평행층리가 반복적으로 교호하는 특성을 보인다(Fig. 6). 교호층리의 발달은 하부에서는 뚜렷한 반면에 위로 갈수록 희미해지며 바로 위의 전이퇴적상과는 점이적으로 변한다(Fig. 6). 수평층리의 두께 변화는 일정하지 않고 불규칙적이며 유빙운반역의 배열은 일정한 방향성이 없이 불규칙적이며 함량의 변화는 위로 갈수록 점차 줄어드는 경향을 보인다(Figs. 4 and 6). 또한 유빙운반역은 니질층리와 사질층리의 많은 부분을 파괴하고 있는 모습도 자주 관찰된다. 사질층리의 하부 경계면은 비교적 뚜렷한 반면에 상부 경계는 니질층리와 점이적인 특성을 보인다.

## 7. 빙해양 퇴적환경 및 고기후 환경

### 최하부퇴적상(Lowermost Facies)

이 퇴적상은 코어 JM98-845-PC의 최하부에만 나타나는 괴상의 다이아믹톤으로서 역함량이 30% 이상을 차지하는 역이 우세한(clast-supported) 다이아믹톤으로 분류될 수 있다. 일반적으로 괴상의 다이아믹톤은 자연에서 다양한 퇴적과정을 통해 형성되는 것으로 알려져 있다. 육상에서는 기저빙하(grounding glacier)의 진출 시에 빙하 밑에서 형성된 빙퇴석(glacial till)으로 존재하며(Lawson 1981; Eyles *et al.* 1983; Dreimanis 1988). 빙해양 환경(glaciomarine environment)에서는 소규모 빙붕(ice tongue)의 밑면에 발달된 기저쇄설층(basal debris layer)으로부터 해저 용빙(submarine melting)에 의해 떨어져 나온 역들이 해저면에 모여 형성될 수 있으며 조수빙하나 꼭빙하 기원의 유빙(drifting iceberg)이 해수 표면에서 녹게 되면 그

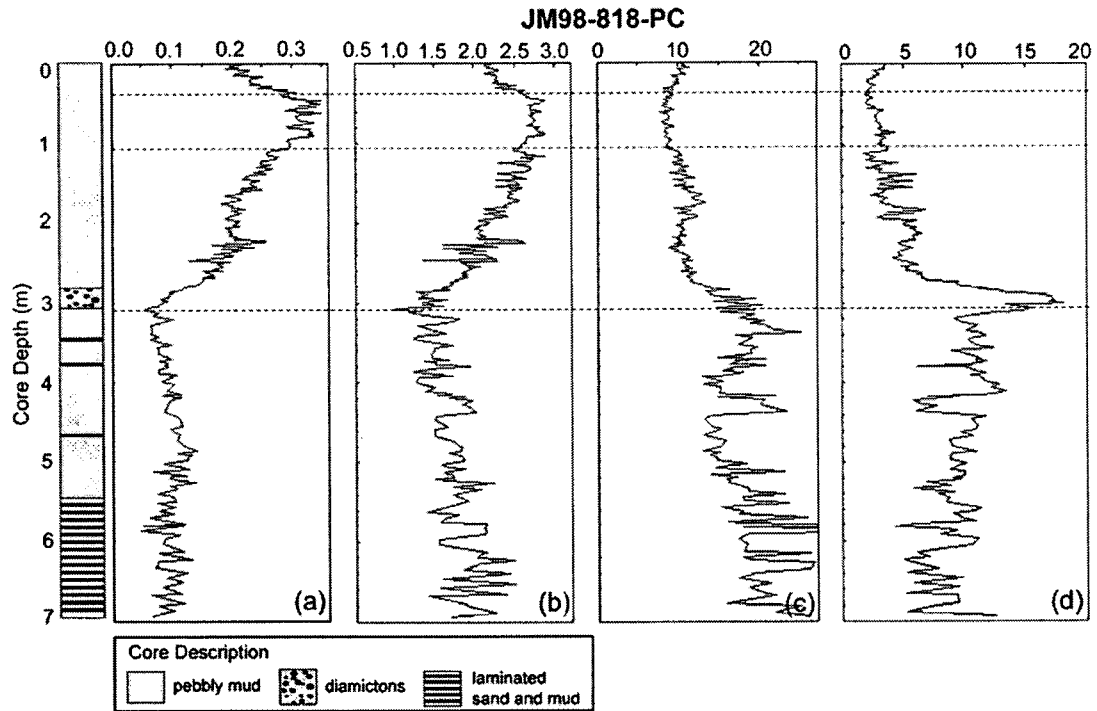


Fig. 7. Vertical variation of (a) total nitrogen (TN), (b) total organic carbon (TOC), (c) C/N ratios and (d) calcium carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ) of the core JM98-818-PC obtained from the central part of the Isfjorden.

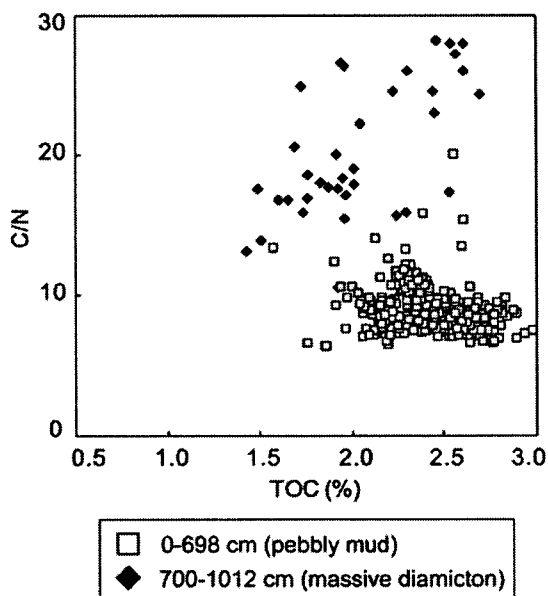


Fig. 8. Relationship between TOC and C/N ratios of the core JM98-845-PC.

속에 포함되었던 역들이 해저로 떨어져 형성되는 경우 (Eyles and Lagoe 1990), 그리고 해저사면을 따라 발생하는 중력류에 의해 데브리이트(debrite) 형태로 퇴적되는 경

우를 들 수 있다(Moncrieff and Hambrey 1990; Hambrey et al. 1991). 그러나 코어 JM98-845-PC의 최하부의 다이아미트층은 상부 경계가 뚜렷하고, 구간 내에서 역의 분포가 매우 균질한 사실로 미루어 볼 때 이 층이 중력류 기원의 데브리이트 또는 빙하 진출에 의해 형성된 빙퇴석(subglacial till)(Anderson et al. 1983, 1991)일 가능성이 크다. 그러나 이 다이아미트층이 매우 고화되어 있고 층 내에 점이층(graded bed)이나 터비다이트와 같은 중력류 퇴적상이 발견되지 않는 점으로 미루어 볼 때 이 층은 중력류 기원 보다는 빙하 진출에 의해 만들어졌을 것으로 보인다. 특히 다이아미트층의 유기탄소함량이 최대 2.70%까지 높게 나타나며, 유기탄소와 질소의 비를 나타내는 C/N 비 값이 매우 높다는 사실(Fig. 5)은 유기성분의 많은 부분이 육성기원일 가능성을 말해준다. 특히, 층 내에서 유기탄소함량과 C/N 비 값이 미약하게 양의 상관관계를 보이는 사실(Fig. 8)은 육성기원 유기물질의 증가가 유기탄소함량을 높이는데 영향을 주었다는 것을 의미한다. 다이아미트층의 다른 형성기작으로 빙하가 후퇴하면서 소규모 빙봉(ice tongue)의 기저쇄설층으로부터 많은 양의 역들이 빙하 가까운 지역(ice-proximal zone)으로 침강하여 형성되거나, 역을 함유한 유빙이 녹으면서 자연스럽게 해저로 역들이 공급되어 형성된 결과일 수도 있다. 그러나 이런 경우에는 공급되는 역함량의 변화가 있을 수 있으며



빙하 후퇴에 따라 해양의 일차생산력에도 변화가 있을 수 있기 때문에 결과적으로 퇴적물 내의 역함량이나 유기탄소함량에 변화가 뚜렷하게 나타나게 된다. 그러나 본 퇴적상 내에서 이러한 변화는 크지 않은 것으로 나타났다(Figs. 4 and 5). 보정된 탄소연대에 의하면 다이아믹튼층의 상부 경계면의 나이는 약 13,700 yr B.P.이다. 이 시기는 전지구적 규모로 일어났던 최대빙하기에 속하는 시기에 해당되기 때문에, 본 층이 형성될 시기에는 최대빙하기를 맞아 연구지역까지 기저빙하가 진출하게 되면서 다이아믹튼층이 쌓이고 그 결과 육성기원 유기물의 공급도 증가했을 것으로 보인다.

#### 하부퇴적상(Lower Facies)

이 퇴적상은 사질층리와 니질층리가 서로 반복적으로 교호하며 전체적으로 위로 갈수록 세립해지는 경향을 보이고 층리의 두께 변화가 일정하지 않은 특성을 보인다(Figs. 4 and 6). 일반적으로 빙해양 퇴적환경에서 나타나는 교호층이 위로 갈수록 세립해지는 경향을 보이는 것은 빙하가 점차 후퇴함에 따라 빙하 가까운 지역에서 원양환경(open ocean)으로 변해가는 과정을 의미한다. 빙하가 후퇴하게 되면 빙하 기저부를 따라 혼탁한 용빙수(turbid subglacial meltwater)의 생산이 증가하여 빙하 가까운 지역에는 사질과 니질의 교호층이 쌓이게 된다(Yoon *et al.* 2001). 또한 빙하가 후퇴하면 코어지역이 점차 외양환경으로 변하게 되어 해양의 일차생산력이 증가한 결과 퇴적상 내의 유기탄소함량은 위로 갈수록 증가한다. 그러나 연구지역의 교호층 내에서는 오히려 코어 상부로 갈수록 유기탄소함량이 감소하는 경향을 보인다(Figs. 5 and 7). 이러한 이유는 C/N 비와 유기탄소함량의 상관관계가 양의 관계를 보인다는 사실에서 찾을 수 있다(Fig. 8). 즉, 교호층의 하부에서 C/N 비가 높고 유기탄소함량도 높다는 사실(Fig. 7)은 이 구간에 쌓이는 초기에는 코어지점이 빙하 가까운 곳에 위치하여 육성기원의 유기물질의 공급을 많이 받았음을 의미한다. 반면에 위로 갈수록 C/N 비 값이 줄어들고 유기탄소함량이 감소하는 것(Fig. 7)은 빙하가 점차 후퇴하면서 육상으로부터 유기물질의 공급이 점차 줄어들었음을 의미한다. 그리고 사질과 니질층이 쌓이는 기작은 교호층 내에서 측정된 연대값이 충분하지 않아서 단정하기 어렵다. 그러나 코어 JM98-845-PC의 교호층의 두께가 약 190 cm이며 이 구간이 퇴적된 기간이 보정된 탄소 연대에 의하면 약 2,900년(13,700~10,800 yr B.P.)임을 감안할 때, 퇴적률이 약 15 cm/yr로 생각할 수 있다. 따라서 사질과 니질로 구성된 교호층 구간 한 개의 두께가 수 cm임을 감안하면(Figs. 4 and 6), 교호층 전체 구간이 퇴적된 시기는 수십 년이 걸린 것으로 추정된다. 따라서 교호층의 퇴적기작은 연구지역에서 일어났던 수십 년 단위

의 빙하의 움직임에 의한 기록임을 알 수 있다. 이러한 해석은 일반적으로 북극 피오르드 및 남극반도의 피오르드 지역의 빙하 가까운 지역은 높은 퇴적률을 보이기 때문에 단기간 내에 비교적 두꺼운 퇴적층의 형성이 가능하기 때문이다.

#### 전이퇴적상(Transitional Facies)

전이퇴적상의 하부를 구성하는 다이아믹튼층의 역함량이 30%에 달하며(Figs. 4 and 6) 기질은 모래와 실트 그리고 니가 혼합되어 분급도가 매우 불량한 점. 그리고 하부 경계면이 뚜렷한 반면에 상부 경계면은 바로 위의 퇴적상과 접이적인 사실(Figs. 4 and 6)은 이 층이 중력류 기원이거나 빙하 진출에 의해 형성된 빙퇴석이기 보다는 기저빙하가 빠르게 후퇴하면서 빙하 밀면의 기저쇄설층에서 기원한 역들이 모여 만들어진 다이아믹튼층으로 해석된다. 일반적으로 빙하 후퇴에 의해 만들어 놓은 다이아믹튼층은 상부 경계가 접이적이고 위로 갈수록 세립해지는 경향을 보인다(Domack *et al.* 2001). 보정된 탄소연대에 의하면 이 층의 하부 경계면의 연대는 약 11,800 yr B.P.에 해당된다(Fig. 5). 일반적으로 이 시기는 최대빙하기 이후 홀로세 초반에 전 지구적 규모로 일어났던 영저드라이아스 빙기의 말에 해당된다. 즉, 영저드라이아스 동안 연구지역에는 기저빙하의 진출이 있었으며 빙하가 후퇴하면서 빙하 밀면의 기저쇄설층에서 기원한 역들이 이 다이아믹튼층을 만들어 놓았을 것으로 생각된다. 다이아믹튼층의 바로 위에는 값들의 변화가 크게 일어나는 전이층이 나타난다(Figs. 5 and 7), 이 층이 쌓인 시기는 11,800~8,395 yr B.P.로 보인다(Fig. 5). 이 시기는 영저드라이아스 이후에 일어났던 본격적인 해빙(deglaciation) 시기로 볼 수 있으며, 이 때 유기탄소함량이 급격히 증가한 이유는 C/N 비 값의 급감(Figs. 5 and 7)에서 알 수 있듯이 이 지역이 해빙되면서 빙하가 빠르게 후퇴하게 된 결과 해양의 생물생산력이 상대적으로 커졌기 때문으로 보인다. 그러나 이 구간에서 역 함량이 최소값을 보이는 사실(Figs. 4 and 6)은 이 시기에는 연안지역에 발달한 고착해빙(fast ice)이 완전히 사라지지 않았으며, 그 결과 육상으로부터 역들의 공급이 제한되었던 것으로 보인다. 일반적으로 연안지역에 발달한 해빙은 많은 양의 역을 포함하기가 어렵다. 따라서 기후가 한랭하여 연안의 고착해빙이 여름이 되어도 충분히 녹게 되지 않을 경우에는 육지 쪽에 발달해 있는 조수빙하로부터 역을 포함한 유빙의 공급을 적게 받게 되어 결과적으로 퇴적물 내에는 유빙운반역의 함량이 적게 나타나게 된다(Dowdeswell *et al.* 2000).

#### 중부퇴적상(Middle Facies)

중부 퇴적상은 총유기탄소 함량이 최대이며 C/N 비 값

이 최소인 점(Figs. 5 and 7)으로 미루어 볼 때, 해양 기원의 유기물의 공급이 상대적으로 증가했던 시기임을 알 수 있다. 보정된 탄소연대에 의하면 이 퇴적상이 형성된 시기는 8,395~2,442 yr B.P. 경으로 나타났다(Figs 3 and 5). 일반적으로 이 시기는 홀로세 중기(mid-Holocene)에 해당되며, 지금까지 알려진 바에 의하면 오늘날에 비해 평균 기온이 약 2°C까지 높았던 것으로 알려져 있다(Imbrie and Imbrie 1986). 이 구간의 총유기탄소 함량이 오늘날에 해당하는 코어의 최상부의 그것에 비해 높게 나타나는 것(Figs. 5 and 7)은 위의 사실을 잘 설명해 주고 있다. 중부 퇴적상이 쌓이는 동안에 역함량은 최대를 보인다(Figs. 4 and 6). 이러한 사실은 홀로세 중기의 온난화로 인하여 연구지역의 연안에는 고착해빙(multi-year sea ice)의 분포가 급격하게 줄어들었음을 말해 준다. 일반적으로 기후가 한랭하여 연안지역의 고착해빙이 여름철까지 존재할 경우에는 육지 쪽의 조수빙하에 포함된 많은 양의 역들이 유빙에 의해 바다로 공급될 가능성이 줄어들게 된다. 따라서 중부퇴적상에서 유빙운반역이 최대로 나타나는 사실(Figs. 4 and 6)은 홀로세 중기의 급격한 온난화로 인하여 연구지역의 고착해빙이 사라지게 됨에 따라 조수빙하로부터 많은 양의 유빙운반역의 공급을 받은 결과로 해석할 수 있다. 중부퇴적상 내에 나타나는 역들이 구간 내에서 주로 산재되어 나타나거나 희미한 층을 형성하고 있다는 점에서, 이 역들의 기원이 중력류나 기저빙하의 움직임에 의한 것이라고 보기는 어렵다.

#### 상부퇴적상(Upper Facies)

상부퇴적상이 아래의 중부퇴적상에 비해 유기탄소함량이 다소 줄어들고 C/N 비 값이 증가한 것(Figs. 5 and 7)은 해양의 일차생산력의 영향이 줄어들고 상대적으로 육성기원의 유기물질의 공급이 늘어난 것으로 볼 수 있다. 보정된 탄소연대에 의하면 상부퇴적상은 약 2,400 yr B.P. 경부터 퇴적된 것으로 보인다(Figs. 2 and 5). 일반적으로 이 시기는 남미 지역과 남극반도 지역에서는 홀로세 중기 온난기를 끝내고 신빙하기(Neoglacial)가 시작된 것으로 알려져 있다(Leventer et al. 1996; Domack et al. 2001; Yoon et al. 2002). 특히, 남극반도 피오르드 지역에서는 신빙하기 동안 해빙의 분포가 증가하여 해양의 일차생산력이 감소한 결과 퇴적물 내의 유기탄소함량이 감소한 것으로 알려져 있다(Leventer et al. 1996; Shevenell et al. 1996). 따라서 상부퇴적상의 C/N 비 값이 중부퇴적상에 비해 다소 높은 사실은 연구지역이 신빙하기를 맞아 해빙의 분포가 증가되어 해양의 일차생산력이 감소하게 된 결과로 볼 수 있다. 그러나 본 퇴적상의 C/N 비 값이 아래에 나타나는 다이아믹튼층의 값보다 높지 않은 사실(Figs. 5 and 7)은 신빙하기 동안 연구지역에서는 기저빙하의 진출

로 인한 육성기원 물질의 공급보다는 해빙의 분포가 증가하여 상대적으로 해양의 일차생산력이 감소한 결과로 보인다.

## 8. 결 론

서 스피츠베르겐의 이스피오르텐의 중앙 분지에서 얻은 두 개의 피스톤 코어 퇴적물에 대하여 퇴적학적 특성과 지화학적 특성 그리고 탄소연대 측정을 수행한 결과 지난 15,000년 동안 이 지역에서 일어났던 고해양 및 고기후 변화에 대한 자세한 정보를 얻을 수 있었다. 코어 JM98-845-PC의 최하부에 나타나는 다이아믹튼층은 다른 퇴적상에 비해 매우 고화되어 있으며, 퇴적상의 상부 경계면이 뚜렷하게 나타난다. 탄소연대 측정에 의하면 이 층은 13,700 yr B.P. 이전에 형성된 것으로 보여, 지난 최대빙하기에 이 지역까지 진출했던 기저빙하의 하부에서 퇴적된 빙퇴석으로 해석되며, 특히 일부 구간에서 유기탄소함량이 매우 높고 C/N 비 값과는 양의 상관관계를 보이는 것으로 볼 때, 최대빙하기 동안 빙하 진출에 의해 육성기원의 유기물질이 대량 바다로 유입되었던 것으로 보인다. 기저빙하의 본격적인 해빙(deglaciation)은 13,700~10,800 yr B.P. 경에 일어났으며 이 기간에는 빙하 기저부에서 기원하는 혼탁한 용빙수에 의해 빙하 가까운 지역(ice-proximal zone)에 니질층과 사질층이 반복적으로 나타나는 교호층이 퇴적되었다. 이 층의 C/N 비 값이 상대적으로 높은 것은 연구지역의 해빙(deglaciation)이 시작되면서 빙하의 용빙 수류에서 공급된 육성기원의 유기물이 증가한 결과로 볼 수 있다. 약 10,800 yr B.P. 경부터 나타나는 박층의 다이아믹튼층은 유기탄소함량이 낮고, C/N 비 값이 높게 나타나며, 상부 경계면이 점이적인 변화를 보이는 것으로 볼 때, 이 층이 쌓이는 동안에는 단기간의 기저빙하의 진출이 있었을 것으로 생각되며 시기적으로 이 층의 퇴적 시기가 북대서양 일원에서 일어났던 영저드리아스 빙하기와 일치한다는 사실은 위의 해석을 뒷받침해주고 있다. 연구지역의 최대 온난기는 약 8,395~2,442 yr B.P. 경에 일어났으며 일반적으로 이 시기는 북반구 일원에서 일어났던 홀로세 중기 온난기에 해당한다. 연구지역은 이 기간에 해빙의 분포가 급격하게 줄어들면서 해양의 일차생산력이 증가하였으며, 그 결과 유기탄소함량이 높아지고 C/N 비 값이 상대적으로 낮아진 것으로 보인다. 또한 이 시기에는 연안의 고착얼음이 줄어들게 되면서 육지 쪽의 조수빙하로부터 유빙운반역의 공급이 활발했던 것으로 보인다. 2,400 yr B.P. 경 연구지역은 신빙하기가 시작되었으며, 이때 해빙의 분포가 증가되어 그 결과 해양의 일차생산력이 감소되어 퇴적물 내의 유기탄소함량이 낮아진 것으로 보인다. 또한 이 시기에는 연안에 발달한 고착얼음

도 상대적으로 증가하여 유빙운반역의 공급이 상대적으로 줄어들었던 것으로 보인다.

## 사 사

본 연구는 한국해양연구소 부설 극지연구소에서 수행중인 기관고유사업(PE06010)의 일환으로 수행되었으며, 이 연구에 사용된 퇴적물 시료의 대부분은 노르웨이 트롬쇠 대학의 Toree Voren 교수가 수행하는 북극해 피요르드 지구물리 및 시추퇴적물 탐사계획에서 획득한 시료 중 일부를 제공받아 수행되었음을 밝힌다. 이 연구를 위해 수고해 주신 고기후 실험실의 강천윤 기술원과 그 외 실험실 식구들에게 감사의 뜻을 전한다. 또한 이 논문의 향상을 위해 조언해 주시고 심사하여 주신 윤석훈 교수님과 익명의 심사위원 그리고 이종의 박사님께 감사드린다.

## 참고문헌

- Anderson, J.B., C.F. Brake, E. Domack, N. Myers, and R. Wright. 1983. Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information. p. 233-264. In: *Glacial Marine Sedimentation*. ed. by B.F. Molnia. New York, Plenum.
- Anderson, J.B., D.S. Kennedy, M.J. Smith, and E.W. Domack. 1991. Sedimentary facies associated with Antarctica's floating ice masses. p. 1-25. In: *Glacial Marine Sedimentation, Paleoclimatic Significance, Boulder, Colorado*. ed. by J.B. Anderson and G.M. Ashley. Geological Society of America Special Paper, 261.
- Coster, F. 1925. Quaternary geology of the region around the Skaedtjorna, an Arctic lake. *Holocene*, 1, 209-218.
- Domack, E.W., A. Leventer, R. Dunbar, F. Taylor, S. Brachfeld, C. Sjunneskog, and ODP Leg 178 Scientific Party. 2001. Chronology of the Palmer Deep site, Antarctic Peninsula: a Holocene paleoenvironmental reference for the circum-Antarctic. *Holocene*, 11, 1-9.
- Dowdeswell, J., G.S. Hamilton, and J.O. Hagen. 1991. The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. *J. Glaciol.*, 37, 388-400.
- Dowdeswell, J.A., R.J. Whittington, A.E. Jennings, J.T. Andrews, A. Mackensen, and P. Marienfeld. 2000. An origin for laminated glaciomarine sediments through sea-ice build-up and suppressed iceberg rafting. *Sedimentology*, 47, 557-576.
- Dreimanis, A. 1988. Tills: their genetic terminology and classification. p. 17-83. In: *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. ed. by R.P. Goldthwait and C.L. Matsch. Balkema, Rotterdam.
- Eyles, N. and M.B. Lagoe. 1990. Sedimentation patterns and facies geometries on a temperate glacier-influence continental shelf: The Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. p. 363-386. In: *Glaciomarine Environments: Processes and Sediments*. ed. by J.A. Dowdeswell and J.D. Scourse. Geological Society of London, special Publication 53.
- Eyles, N., C.H. Eyles, and A.D. Miall. 1983. Lithofacies types and vertical profile model; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictic sequences. *Sedimentology*, 30, 393-410.
- Forwick, M. and T.O. Vorren, in prep. Late Weichselian and Holocene marine sedimentation in the Isfjorden area.
- Haga, O. 1978. Till deposits in dead ice from a glacier advance in Van Mijenfjorden. Ph.D. Thesis, Univ. Oslo.
- Hagen, J.O., O. Liestol, E. Roland, and T. Jorgensen. 1993. *Glaciers Atlas of Svalbard and Jan Mayan*. Norsk Polarinstitut Meddelelser 129. Oslo, Norwegian Polar Institute.
- Hald, M. and S. Korsun. 1997. Distribution of modern Arctic benthic foraminifera from fjords of Svalbard. *J. Foramin. Res.*, 27, 101-122.
- Hald, M. and T. Dalhlgren. 2001. Late Holocene paleoceanography in Van Mijenfjorden, Svalbard. *Polar Res.*, 20, 23-35.
- Hambrey, M.J., M.R. Bennett, J.A. Dowdeswell, N.F. Glasser, and D. Huddart. 1999. Debris entrainment and transfer in polythermal valley glaciers. *J. Glaciol.*, 45, 69-86.
- Hambrey, M.J., W.U. Ehmann, and B. Larsen. 1991. Cenozoic glacial record of the Prydz Bay continental shelf, East Antarctica. p. 77-131. In: *Proc. Ocean Drilling Program*. ed. by J. Barron and B. Larsen. Scientific Results, 119.
- Hjelle, A. 1993. The geology of Svalbard. Oslo, Norsk Polarinstitut, 163 p.
- Hogbom, B. 1991. Bidrag till Isfjordenmrads kvaraergeologi. (On the Quaternary geology of the Isfjorden area). *Geol. Foren. Stockholm Forh.*, 33, 32-57.
- Imbrie, J. and K.P. Imbrie. 1986. Ice ages: Solving the mystery. Harvard Univ. Press. Cambridge, Massachusetts. 224 p.
- Jiskoot, H., T. Murray, and P. Boyle. 2000. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard. *J. Glaciol.*, 46, 412-422.
- Lawson, D.E. 1981. Distinguishing characteristics of diamictos at the margin of the Matanuska Glacier, Alaska. *Annals*

- Glaciol.*, 2, 78-84.
- Leventer, A., E.W. Domack, S.E. Ishman, S. Brachfeld, C.E. McClennen, and P. Manley. 1996. Productivity cycles of 200-300 years in the Antarctic Peninsula region: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 1626-1644.
- Liestol, O. 1969. Glacier surges in West Spitsbergen. *Can. J. Earth Sci.*, 6, 895-898.
- Mangerud, J. and S. Gulliksen. 1975. Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quatern. Sci. Rev.*, 5, 263-273.
- Matthias, F. 2003. Marine-Geological cruise to Spitsbergen fjords. University of Tromsø, Cruise Report.
- Moncrieff, A.C.M. and M.J. Hambrey. 1990. Marginal-marine glacial sedimentation in the late Precambrian succession of East Greenland. p. 387-410. In: *Glacial Environments: Processes and Sediments*. ed. by J.A. Dowdeswell and J.D. Scourse. Special Publication of Geological Society 53.
- Punning, J.-M., L. Troitsky, and R. Rajamae. 1976. The genesis and age of the Quaternary deposits in the eastern part of Van Mijenfjorden, West Spitsbergen. *Geol. Foren. Forh.*, 98, 343-347.
- Rowan, D.E., T.L. Pewe, and R.H. Pewe. 1982. Holocene glacial geology of the Svea lowland, Spitsbergen, Svalbard. *Geogr. Ann.*, 644, 35-51.
- Shevenell, A., E.W. Domack, and G.M. Kernan. 1996. Record of Holocene paleoclimate change along the Antarctic Peninsula: evidence from glacial marine sediments, Lallemand Fjord. *Pap. Proc. Roy. Soc. Tasmania*, 130(2), 55-64.
- Skardhamar, J. 1998. Circulation in Van Mijenfjorden, an Arctic Fjord. Thesis, Department of Geophysics, University of Bergen.
- Vinje, T. 1985. The physical environment, the western Barents Sea. Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea. Nor. Norsk Polarinstitutt Skr. 179c, 26. Oslo, Norwegian Polar Institute.
- Wadhams, P. 1981. The ice cover in the Greenland and Norwegian seas. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 345-393.
- Yoon, H.I., B.-Y. Park, Y. Kim, and C.Y. Kang. 2002. Glaciomarine sedimentation and its paleoclimatic implications on the Antarctic Peninsula shelf over the last 15000 years. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 185, 235-254.

---

Received Jun. 20, 2005

Accepted Mar. 14, 2006