

## 남극 남셰틀랜드 군도 북부 대륙주변부의 후기 제 4기 퇴적작용

윤석훈\* · 윤호일<sup>1</sup> · 강천윤<sup>1</sup>

제주대학교 해양과학부/해양과학연구소

<sup>1</sup>한국해양연구원 극지연구소

## Late Quaternary Sedimentary Processes in the Northern Continental Margin of the South Shetland Islands, Antarctica

SEOK HOON YOON\*, HO IL YOON<sup>1</sup> AND CHEON YUN KANG<sup>1</sup>

Faculty of Ocean Science/Marine and Environmental Research Institute, Cheju National University, Jeju 690-756, Korea  
<sup>1</sup>Korea Polar Research Institute, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

남셰틀랜드 군도 북쪽 대륙주변부에 분포하는 후기 제 4기 퇴적층에 대한 퇴적상과 고해상 탄성파상 분석을 통하여 빙하 발달기 해저퇴적작용을 규명하였다. 중력시추기를 이용하여 채취된 퇴적물은 퇴적구조와 조직 특성을 달리 하는 6개의 퇴적상으로 구분되었으며, 3.5 kHz 고해상 탄성파 특성은 반사파들의 명확성(또는 반사강도), 측면연속성, 형태 및 해저지형에 따라 6개의 탄성파상으로 분류되었다. 이들 퇴적상과 탄성파상, 그리고 해저지형의 특성은 마지막 빙하최대발달기와 그 이후 빙하 쇠퇴기 동안에 상당한 퇴적작용의 변화가 있었음을 지시한다. 마지막 빙하기 동안 현재의 대륙붕 지역에는 극빙하가 확장하여 대부분의 지역을 덮었고, 기저빙하의 유동으로 침식된 깊은 해곡이 대륙붕 상에 형성되었으며, 이 당시 퇴적된 조립질 빙퇴석 퇴적체가 대륙붕 지역에 우세하게 분포한다. 이후 빙하기가 종식되어 남극 대륙빙하가 후퇴하면서, 빙하말단에서 저온의 용빙수가 다량 방출되어 고탁도의 밀도류를 형성하였고, 이러한 고탁도의 수류는 이전 빙하기에 형성된 대륙붕의 해곡을 따라 대륙사면까지 이동하면서 상당량의 퇴적물을 해곡 내의 수로와 대륙사면의 협곡에 집적시켰다. 아울러 대륙사면에서는 드물지만 해저사태와 일시적인 해저류에 의한 퇴적활동도 일어났으며, 남셰틀랜드 해구에서는 대륙사면으로부터 유입된 저탁류가 간헐적으로 해구축을 따라 이동하였다. 그러나 빙하가 완전히 후퇴한 현재에는 반원양성의 퇴적이 대륙붕과 대륙사면 전반에 걸쳐 우세하며, 남셰틀랜드 해구에서는 저탁류가 간헐적으로 발생하여 해구축을 따라 이동된다.

Sedimentary facies and high-resolution echo facies were analyzed to elucidate sedimentation pattern of the late Quaternary glacial-marine deposits in the northern continental margin of the South Shetland Islands. Six sedimentary facies are classified, based on grain texture and sedimentary structures in gravity cores. The high-resolution (3.5 kHz) echo characters are classified into 6 echo facies on the basis of clarity, continuity, and shape of bottom and subbottom echoes together with seafloor topography. Distribution of the echo and sedimentary facies suggest that there was a significant change in sedimentation pattern between the Last Glacial Maximum (LGM) and subsequent glacier-retreating period. When the grounded glaciers extended to the present shelfbreak during LGM, coarse-grained subglacial tills were widespread in the shelf area, and deep troughs in the shelf were carved beneath the fast-flowing ice stream. As the glacial margin retreated landward after LGM, dense meltwater plumes released from the retreating ice-front were funneled along the glacier-carved troughs, and accumulated channel- or canyon-fill deposits in the shelf and the upper to mid slope. At that time, slope sediments seem to have been reworked by slope failures and unsteady contour currents, and further transported by fine-grained turbidity currents along the South Shetland Trench. After the glacial retreat, sediments in the shelf and slope areas have been mainly introduced by persistent (hemi) pelagic settling, and fine-grained turbidity currents frequently occur along the axis of the South Shetland Trench.

**Keywords:** Antarctica, South Shetland Islands, Quaternary, Sedimentary Facies, Echo Facies, Glacial-marine Sedimentation

\*Corresponding author: shyoon@cheju.ac.kr

## 서 언

제 4기 플라이스토세 말 위스콘신(Wisconsin) 빙하기가 끝나면서 시작된 기후 변화는 전 세계 크고 작은 해양에서 다양한 환경 변화를 야기 시켰다. 특히, 남셰틀랜드 군도를 포함한 남극반도 서쪽의 대륙주변부 지역(Fig. 1)은 극지성(polar) 및 아극지성(subpolar) 기후변화와 함께 극빙상(polar ice sheet)의 직접적인 영향을 받는 지역이기 때문에 일반 저위도의 해역에서와는 다른 독특한 해양 환경 변화가 일어났으며, 따라서 플라이스토세-홀로세 고해양 변화와 기후 변화를 연구할 수 있는 최적의 장소로 알려져 있다(Pudsey, 2000; 윤 등, 2001). 이 지역에서 취득된 탄성과 단면의 층서분석에 따르면, 플라이스토세 마지막 빙하최대발달기(LGM: Last Glacial Maximum)에 남극대륙의 빙상은 현해수면보다 700~1,000 m 정도 낮은 곳까지 전진해 있었으며, 대부분의 대륙붕과 일부 상부 대륙사면 지역이 기저빙하로 덮여 상당한 양의 빙하퇴적물이 집적되었다(Banfield and Anderson, 1995). 그러나 약 15,000~11,000년 전 간빙기가 도래하면서 남극 빙상은 축소되기 시작하여 현재에는 남극대륙과 남셰틀랜드 군도의 육상과 연안역으로 대부분 후퇴하여 분포하고 있다(Sugden and John, 1973; Pope and Anderson, 1992; Pudsey *et al.*, 1994; Yoon, 1995). 이와 같은 극빙하의 쇠퇴와 함께 점진적인 해수면 상승과 남극 순환류 및 생물생산력의 변동이 일어났고, 이로 인해 남극대륙 주변부로 유입되는 퇴적물의 성분 및 공급량, 운반 매체 및 방법, 퇴적작용 등이 이전 빙하기 때와는 상당히 다른 양상으로 나타나게 되었다(Griffith and Anderson, 1989; Domack and Ishman, 1993; Pudsey and Howe, 1998; Yoon *et al.*, 2000; 윤 등, 2001). 본 연구에서는 이와 같은 해양환경 변화를 반영하는 극지 해저 퇴적작용의 양상을 밝히고자, 남셰틀랜드 군도 북서쪽(태평양쪽) 대륙주

변부에서 취득된 중력 시추(gravity corer) 퇴적물 자료와 고해상 탄성과 탐사자료(Fig. 1)를 이용하여 퇴적상(sedimentary facies)과 탄성과상(echo facies) 분석을 실시하였다. 빙하 변동과 연계된 이 지역의 퇴적작용 변화 연구는 제 4기 후반 남극대륙 주변부의 고해양 환경 변화에 대한 이해를 증진시킬 뿐만 아니라 남극을 포함한 고위도 대륙주변부의 해저퇴적물의 성인과 층서를 해석하는데 중요한 정보를 제공할 수 있을 것이다.

## 자료 및 분석 방법

본 연구에서는 2001년 한국해양연구원 하계남극탐사 동안에 러시아 해양지질 및 지구물리 전문조사선인 R/V Yuzhmorgeologiya호의 장비를 이용하여 취득된 중력시추퇴적물, 해저면 사진 및 3.5 kHz 고해상 탄성과 자료가 분석되었다(Fig. 1). 퇴적상 분석을 위한 시료는 중력 시추기(gravity corer)를 이용하여 대륙붕의 2개 정점(G1, G5)과 대륙사면의 2개 정점(G2, G6), 그리고 남셰틀랜드 해구 중앙부의 1개 정점(G4)에서 0.8~5.8 m 정도 길이로 채취되었다(Fig. 1). 채취된 퇴적물 시료는 현장에서 코아배럴 길이인 3 m 간격으로 절단하여 완전히 방수가 되도록 테이핑을 한 후, 국내 실험실로 운반되어, X-선 사진 촬영과 입도 분석이 실시되었다. X-선 촬영은 연 X-선(soft X-ray)을 이용하여 50 kV, 2 mA의 기기 조건 하에서 30초 동안 이루어졌다. 입도분석은 4 cm 간격으로 채취된 시료를 습식 체질법으로 사질과 니질 퇴적물을 분리한 다음, 사질 퇴적물은 건식 체질법으로, 니질 퇴적물은 Sedigraph 5000D를 이용하여 분석되었다.

해저지형과 탄성과상 분석에 사용된 탄성과 자료는 남셰틀랜드 군도, 리빙스턴섬과 킹조지섬 북서쪽 대륙붕-대륙사면-해구 이어지는 활성형 대륙주변부에서 총 1,400 km 길이의 측선을 따라 취

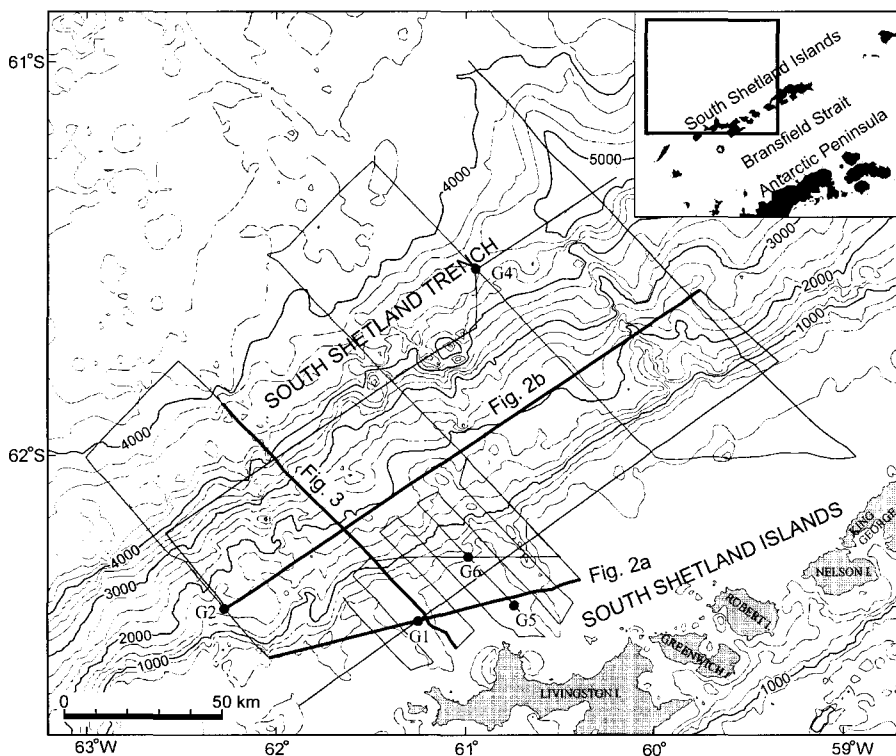


Fig. 1. Location and bathymetric map of study area showing the positions of 3.5 kHz seismic tracklines and coring sites (dots). Contour interval is 250 m.

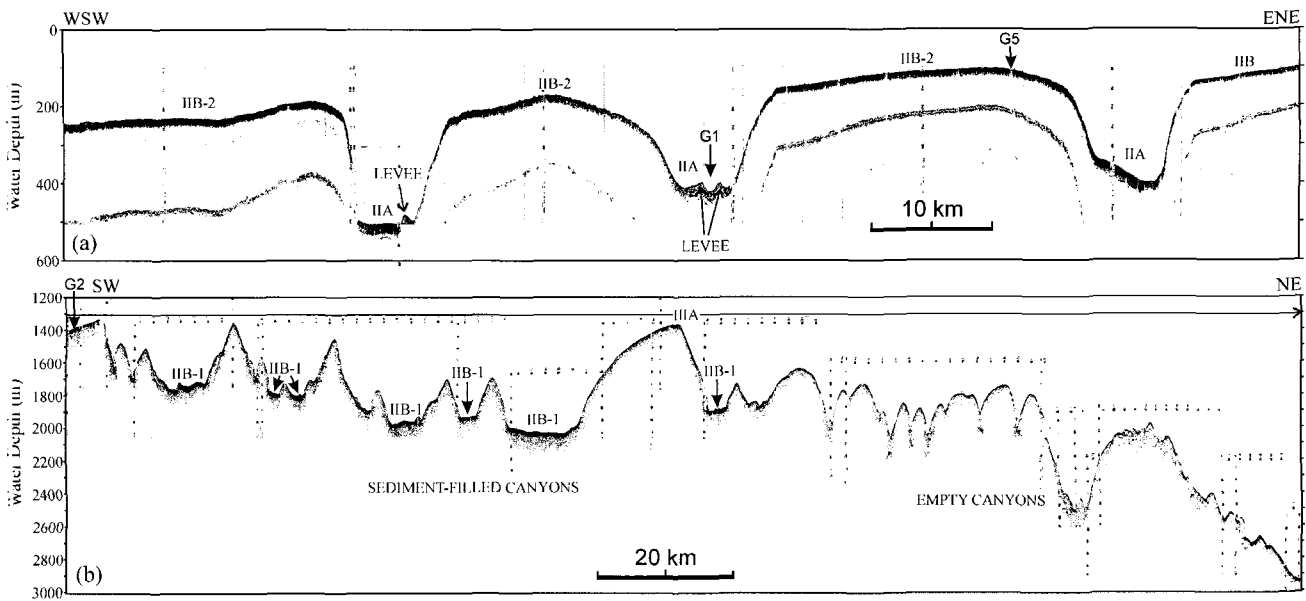


Fig. 2. High-resolution seismic profiles from the northern continental shelf (a) and slope (b) of the South Shetland Islands. Capital codes represent the type of echo facies summarized in Table 2. For locations, see Fig. 1.

특되었다(Fig. 1). 고해상 탄성과 단면은 최대 100 m 정도의 해저 표층 퇴적층을 투과하였으며, 여기서 반사된 음파의 특성은 명확성(반사강도), 연속성 및 형태(해저지형)에 따라 탄성과상이 분류되었다. 각 탄성과상은 시추 퇴적물의 퇴적상과 해저지형, 그리고 기존 연구 결과 등을 고려하여 퇴적 기구와 환경을 해석하였다.

### 해저지형

조사지역은 판구조론적인 관점에 볼 때, 남극대륙 아래로 태평양지판의 일부인 피닉스판의 섭입이 일어났던 곳으로서, 현재 섭입작용은 중단되었지만 호상열도-대륙붕-대륙사면-해구-심해저평원으로 이어지는 전형적인 태평양형의 활성대륙주변부(active continental margin)의 지형특징을 보인다. 남 셰틀랜드군도에 접한 대륙붕은 폭 10~15 km로서, 해구와 평행하게 북동-남서 방향으로 발달되어 있다. 대륙붕단의 수심은 250~350 m로 전세계 평균 봉단수심보다도 100 m 정도 더 깊게 나타난다(Fig. 1). 남셰틀랜드 군도에서부터 대륙붕은 경사 1° 이하로 북서방향으로 완만하게 경사져 있으며, 표면은 비교적 평탄한 편이나 60°W 이서 지역에는 폭 1~2 km, 길이 3~8 km의 해곡이 대륙붕단까지 이어지며, 육지 쪽으로는 남셰틀랜드 군도 해안지역의 만입부와 연결된다(Fig. 1). 해곡은 횡단면 상에서 150~300 m 깊이의 대칭 혹은 비대칭적인 U자 형태를 하고 있으며, 해곡 내에는 자연제방(natural levee)이 발달한 수로가 형성되어 있다(Fig. 2a).

대륙사면은 피닉스판이 섭입될 당시 형성된 부가대(accretionary prism)에 해당되는데, 섭입에 따른 압축력의 영향으로 변형되어 표면에는 매우 불규칙한 돌출지형이 형성되어 있으며, 이러한 돌출지형들 사이에는 다양한 규모의 해저협곡이나 수로들이 상부와 중부 사면에 잘 발달되어 있다(Fig. 1). 단면 상에서 해저협곡은 U자 혹은 V자 형태로 나타나는데, 전자는 퇴적물로 일부가 충전된 경우이며, 후자는 거의 충전되지 않은 경우이다(Fig. 2b). 이러한

대륙사면의 해저수로는 대륙붕의 해저협곡과 직접 연결되어 있지는 않은 것으로 보인다. 대륙사면의 경사는 상부와 하부사면에서 비교적 급하고 중부사면에서 다소 완만하거나 평탄한 부분이 나타나면서, 계단형의 단면을 보인다. 전체적으로 볼 때 상부사면에서 하부사면으로 가면서 지형의 경사도는 다소 증가한다(Fig. 3).

대륙사면과 접한 남셰틀랜드 해구는 수심 4,500~5,200 m, 폭 3~8 km의 규모로 북동-남서 방향으로 발달되어 있는데, 남서쪽에서 북동쪽으로 가면서 점차 깊어지고 넓어지는 경향을 보인다(Fig. 1). 해구의 해저는 퇴적물로 충전되어 비교적 평탄하나 국지적으로 수 십 m 높이의 돌출지형이 나타나기도 한다(Fig. 3). 해구의 북서쪽 사면은 반대편에 비해 경사가 다소 완만하지만 섭입에 따른 해양지각의 휨현상(banding)에 의한 단층의 발달로 비교적 불규칙한 지형이 나타난다.

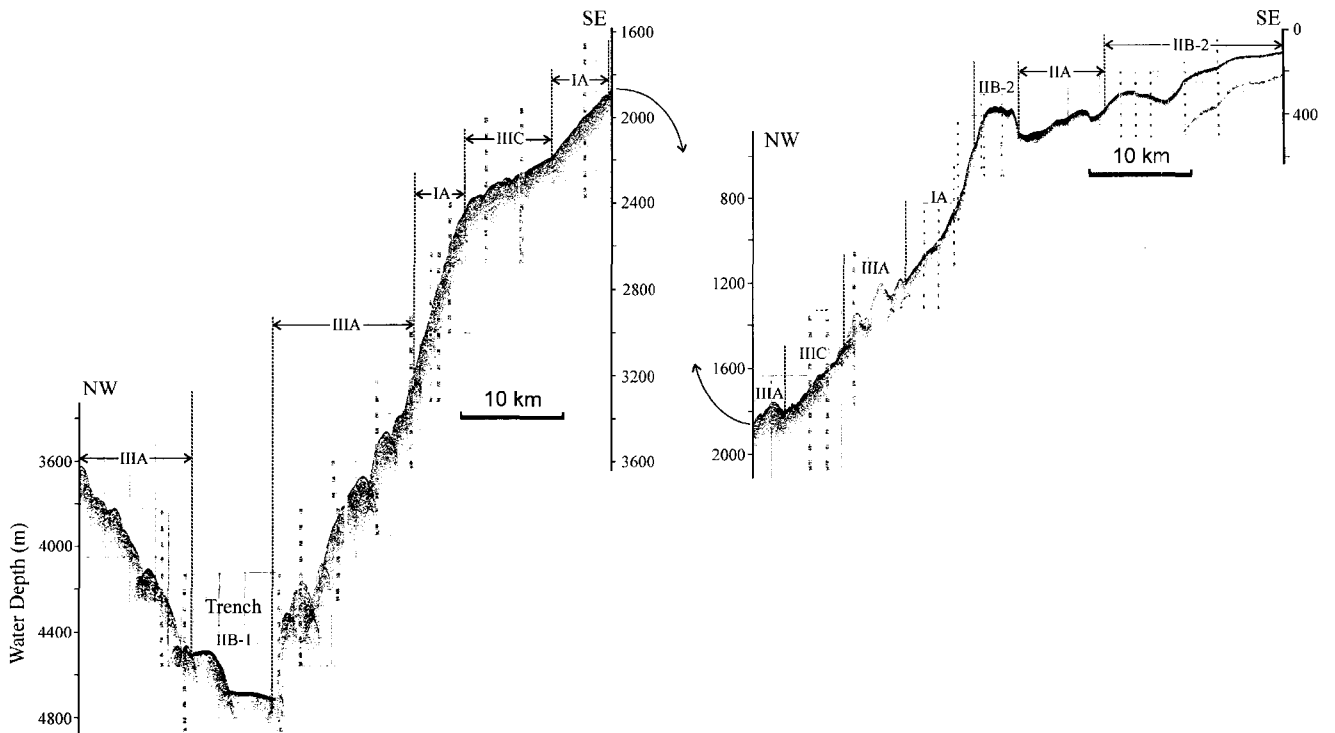
### 퇴적상

입도와 X-선 사진에서 관찰되는 퇴적구조를 기준으로 할 때, 조사지역에서 채취된 시추퇴적물은 6개의 퇴적상으로 나타낸다(Table 1).

#### 생물교란 니

생물교란 니(bioturbated mud) 퇴적상은 부분적으로 희미한 층리가 인지되기도 하지만, 대부분 뚜렷한 1차 퇴적구조가 나타나지 않고 전반적으로 광범위한 생물교란 흔적을 포함하고 있다(Fig. 4a, b). 이 퇴적상을 구성하는 퇴적물은 대부분 분급이 중간 또는 불량한 점토 혹은 실트질 입자이며, 모래는 20% 이하로 나타난다(Fig. 5). 층의 두께는 다양하며, 상경계면은 입도와 퇴적물 색깔 변화에 의해 구분되지만 대부분 불분명하다. 생물교란 니 퇴적상은 조사지역의 모든 코아에서 관찰되며, 가장 우세하게 나타난다.

광범위하고 심한 생물교란을 받은 세립질 퇴적상은 일반적으로 수층이나 대기 중을 통해 운반되거나 부유되어 있던 육성기원 퇴



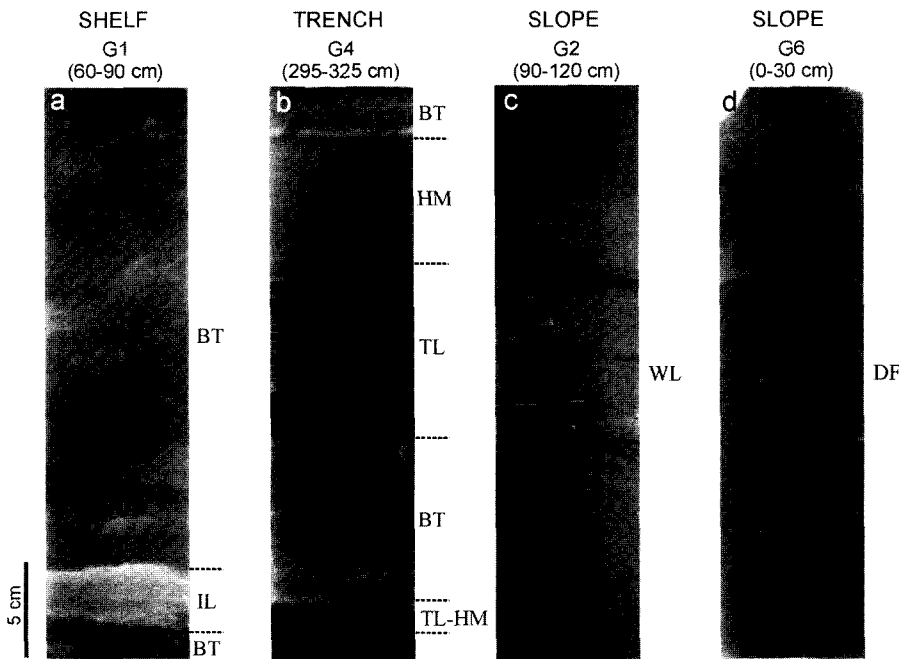
**Fig. 3.** High-resolution seismic profile crossing the northern continental margin (shelf, slope and trench) of the South Shetland Islands. Capital codes represent the type of echo facies summarized in Table 2. For location, see Fig. 1.

**Table 1.** Summary of sedimentary facies in sediment cores. For core locations, see Fig. 1.

Facies	Description	Occurrence	Depositional process
Bioturbated mud	Poorly-sorted mud intensely disturbed by bioturbation; primary structure absent except for diffuse banding or layering; facies thickness variable; facies boundaries poorly defined and irregular	All cores	Hemipelagic sedimentation; contour current (Stanley and Maldonado, 1981; Chough and Hesse, 1985)
Homogeneous mud	Structureless mud consisting of relatively well-sorted, clay-size particles; thickness generally less than 5 cm; common bioturbation especially in the upper part; facies boundaries either sharp or gradational; usually underlain by thinly laminated mud	Trench (G4), ice-stream (G1)	Fine-grained turbidity current (Piper, 1978; Stow and Shanmugam, 1980; Chough <i>et al.</i> , 1984)
Indistinctly layered mud	Poorly-sorted mud exhibiting indistinct and discontinuous layering and discontinuous trains of horizontally oriented coarse grains; thickness variable; bioturbation common; facies boundaries sharp or gradational	Trench (G4), ice-stream (G1), mid-slope (G2)	Contour current, tail of turbidity current (Stow and Holbrook, 1984; Yoon and Chough, 1993) or meltwater heavily laden with fine-suspended sediments
Thinly laminated mud/sand	Mud to sand showing thin parallel or cross lamination; ranging in thickness from a few mm to more than a decimeters; lamination recognized by alternation of thin silt-rich and clay-rich mud laminae; occasionally normally graded by upward decrease in silt content; commonly form couplets with homogeneous mud; bioturbation very sparse and facies boundaries sharp or gradational	Trench (G4), ice-stream (G1)	Fine-grained turbidity current (Piper, 1978; Chough, 1984; Hill, 1984)
Wispy laminated mud	Poorly sorted mud showing irregular and discontinuous wavy or cross lamination; bioturbation minimal	Continental shelf (G1, G5) and slope (G2)	Downslope bottom current with high sediment fallout rate (Yoon <i>et al.</i> , 1991; Yoon, 1995)
Deformed mud	Mechanically deformed mud showing microfault and swirl structure	Continental slope (G6)	Slump/slide (Cook, 1979; Hill, 1984; Hein, 1985)

적물이나 자생적 퇴적물이 수층을 통해 수직적으로 침전되어 쌓인 반원양성 퇴적이나 약한 해저류(bottom current)에 의해 형성된 것으로 해석된다(Stanley and Maldonado, 1981; Chough *et al.*,

1984; Chough and Hesse, 1985). 이러한 퇴적작용은 일반적으로 낮은 퇴적율을 보이기 때문에 생물의 활동에 의해 쉽게 교란될 수 있다.



**Fig. 4.** X-radiographs of sedimentary facies. For core locations, see Fig. 1. BT=bioturbated mud; DF=deformed mud; HM=homogeneous mud; IL=indistinctly layered mud; TL=thinly laminated mud; WL=wispy laminated mud.

**희미한 층리 니**

희미한 층리(indistinctly-layered)를 보이는 퇴적상은 두께가 보통 10 cm 이하이며, 대부분 상하부의 생물교란을 받은 부분보다 세립질이며 분급이 양호한 특성을 보인다. 층리는 대부분 분급이 양호한 점토질 켜와 실트질 켜가 교호하여 이루어지는데, 경계가 점이적이고 두께가 일정하지 않다(Fig. 4a). 퇴적상 전반에 걸쳐 심하지는 않지만 다양한 생물교란 흔적(생교란도 30~50%)이 관찰된다. 퇴적상의 경계는 대부분 점이적이거나 불명확하게 나타난다. 이 퇴적상은 대륙붕의 빙식해곡(코아 G1) 및 중부 대륙사면(코아 G2)에서 관찰된다(Fig. 5).

불규칙적이고 불연속적인 층리, 생물교란 등은 본 퇴적상이 비교적 장기간 동안 지속적으로 작용하는 해저류(bottom current)의 영향 하에서 퇴적되었음을 지시한다(Stow, 1979; Chough and Hesse, 1985; Stow and Holbrook, 1984; Yoon and Chough, 1993). 아울러 전반적인 생물교란에도 불구하고 층리가 보존되어 있는 것으로 보아 퇴적물이 반원양성 퇴적상(생물교란 니)에 비해 상대적으로 높았던 것으로 추정된다. 해저류로부터의 급격한 퇴적은 수층의 세립질 퇴적물 농도가 높을 경우 가능하며, 이는 장기간에 걸쳐 고농도의 세립질 퇴적물을 뜬짐으로 운반하는 저층 고탁도층(bottom nepheloid layer)와 관련될 수 있는데, 특히 고위도에서는 ice-edge bloom에 의한 규조류 쇄설물(diatom debris)이 이러한 고농도 수층을 형성하기도 한다(Stow and Holbrook, 1984, Gonthier et al., 1984). 퇴적물이 낮은 조건에서 약하고 속도가 느린 해저류에 의해 형성된 퇴적층은 층리가 생물교란에 의해 완전히 소멸되기 쉬우며, 이 경우에는 생물교란 퇴적상으로 보존될 수도 있다(Stow and Holbrook, 1984).

**박층리 니/사**

박층리(thinly-laminated) 퇴적상에서는 수 mm 이하의 얇은 실

트질(또는 사질) 켜와 점토질 켜로 분리되는 비교적 규칙적이고 선명한 평행 박층리 혹은 사층리가 관찰된다(Fig. 4b). 생물교란은 거의 나타나지 않거나 퇴적상의 상부에 집중되는 경향이 있고, 상의 하부 경계면은 비교적 선명하며, 침식면을 보이기도 한다. 개별 퇴적상의 두께는 수 cm에서 수 십 cm 정도이며, 균질 니 퇴적상과 자주 쌍(couplet)을 이뤄 나타나기도 한다. 구성 퇴적물은 니 또는 니질 사로서, 여타 퇴적상에 비해 전반적으로 조립입자의 함량이 높다(Fig. 5). 박층리 퇴적상은 남셰틀랜드 해구에서 채취된 코아 G4에서 가장 우세하며, 대륙붕의 빙식해곡에서 채취된 코아 G1에서도 간헐적으로 관찰된다(Fig. 5).

얇고 규칙적이며 뚜렷한 층리, 생물교란이 없고, 명확한 상 경계면 등은 일반적으로 세립질 퇴적물로 구성된 저탁류 퇴적층에서 일반적으로 보고되고 있는 특징들이다(Piper, 1978; Chough, 1984; Hill, 1984). 저탁류 퇴적층에서 Te(Bouma, 1962) 또는 E1 division(Chough et al., 1984)으로 분류되는 박층리 니 퇴적상은 저탁류와 해저면 사이의 와류경계층(turbulent boundary layer)에서 일어나는 ‘숫구침과 휩쓸림(burst and sweep)’ 현상에 의해 실트와 점토가 분리되어, 수 mm 이하 두께의 박층으로 교호하면서 퇴적되어 형성되는 것으로 알려져 있다(Hesse and Chough, 1980).

**균질 니**

균질 니(homogeneous mud)는 내부 퇴적구조와 생물교란 구조가 거의 관찰되지 않는 퇴적상으로서, X-선 사진 상에서도 비교적 밝고 균질한 명암도를 보이며 퇴적상 경계부는 특히 상부에서 점이적이거나 불분명하게 나타난다(Fig. 4b). 생물교란 니에 비해 점토함량이 상대적으로 높게 나타나며 양호한 분급을 보인다(Fig. 5). 두께는 대부분 7 cm 이하로 얇게 나타나며, 박층리 니와 쌍(couplet)을 이루는 경우가 많다. 균질 니 퇴적상은 남셰틀랜드 해

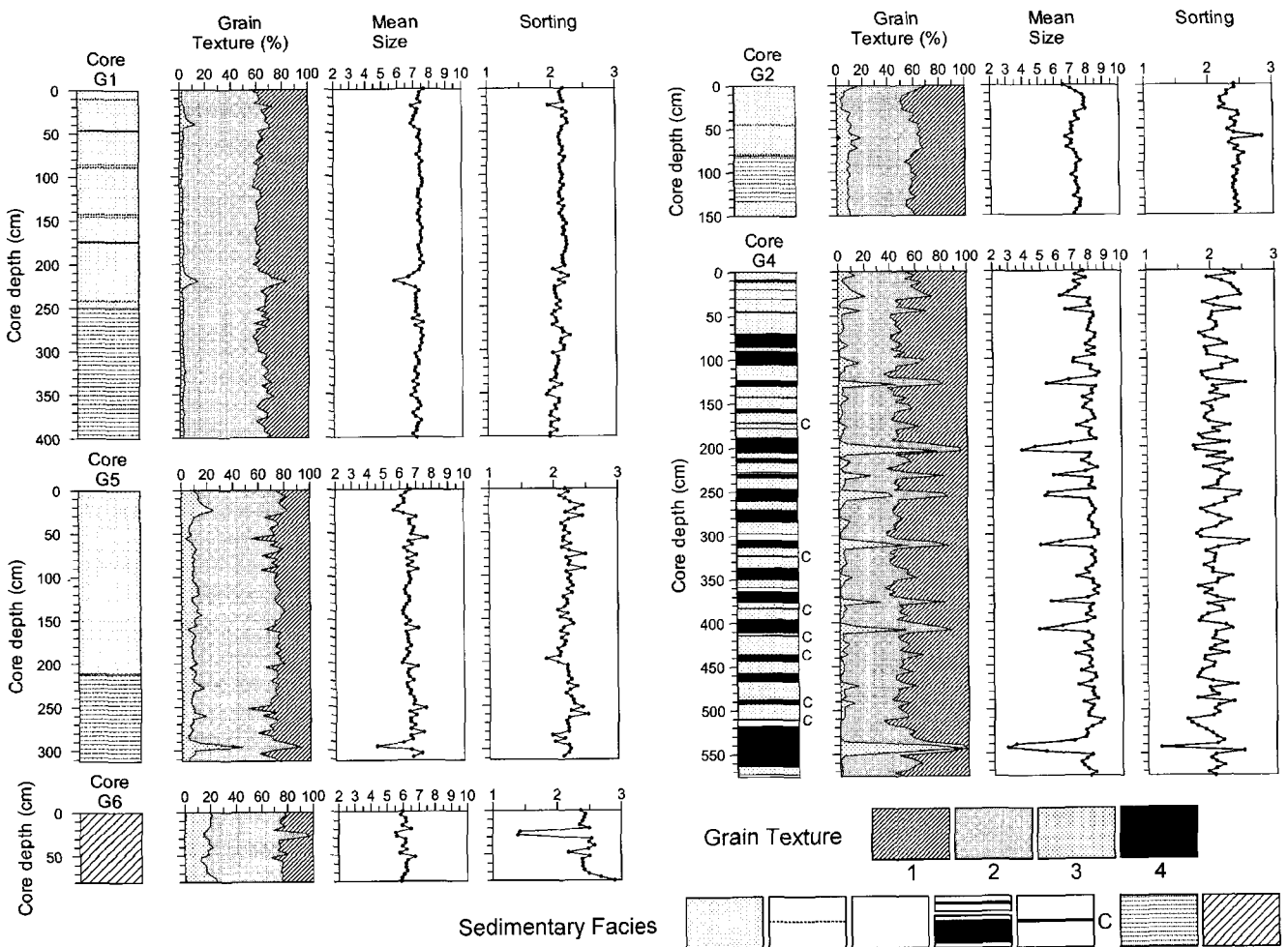


Fig. 5. Columnar sections and depth profiles of sediment texture, mean grain size and sorting. For core locations, see Figure 1. 1=clay; 2=silt; 3=sand; 4=gravel; 5=bioturbated mud; 6=indistinctly layered mud; 7=homogeneous mud; 8=thinly laminated mud; 9=couplet of thinly laminated and homogeneous muds; 10=wispy laminated mud; 11=deformed mud.

구에서 채취된 코아 G4에서 가장 우세하며, 대륙붕의 빙식해곡에서 채취된 코아 G1에서도 부분적으로 나타난다.

균질 니 퇴적상은 뜬짐으로 이동되던 세립의 입자들이 저에너지 조건에서 침전되어 형성된 것으로 보인다. 특히, 생물교란이 전반적으로 나타나지 않는 것으로 보아, 세립질 저탁류(*fine-grained turbidity current*)에 의해 고농도 상태로 이동되다가 급격히 퇴적된 것으로 해석된다(Piper, 1978; Stow and Shanmugam, 1980; Chough *et al.*, 1984). 한편, 저탁류에 의한 것으로 해석되는 박층리 퇴적상의 협재 또는 이 퇴적상과의 교호 등은 이러한 해석을 강력히 뒷받침한다. 저탁류의 퇴적층에서 균질 니는 저탁류의 속도가 약화되어 와류(*turbulence*)가 소멸되는 단계에서 형성된다. 이 단계에서 저탁류의 꼬리부분에서 뜬짐으로 이동되던 세립질 퇴적물은 실트와 점토 박층리로 분급되지 않고 혼합된 상태에서 수직적으로 침전하게 된다. 이러한 경우, 점토는 일반적으로 점착력에 의한 뭉침현상(*flocculation*)이 있어서 침전속도는 실트와 큰 차이가 나지 않게 되며, 따라서 실트와 점토는 함께 침전되어 균질한 니를 형성하게 된다.

### 위스피 박층리 니

위스피 박층리 니(*wispy-laminated mud*)는 파형 혹은 곡선형의 불규칙(비평행)한 박층리를 특징적으로 보인다(Fig. 4c). 퇴적물 입도나 성분은 생물교란 니와 거의 동일하나(Fig. 5), 생물교란은 상당히 제한적으로 나타난다. 층의 경계는 점이적이거나 불명확하며, 두께는 수 cm에서 수 십 cm까지 다양하게 나타난다. 이 퇴적상은 대륙붕과 대륙사면에서 채취된 코아 G1, G2, G5의 하부에서 우세하게 관찰된다(Fig. 5).

Banerjee(1977)의 실험에 따르면, 위스피 박층리는 비교적 유속이 큰 조건에서 형성된다고 하는데, Stow(1977)는 위와 유사한 퇴적상을 세립질 저탁류에 기인한다고 해석하였다. 그러나 이 경우에는 대부분 평행 박층리 퇴적상과 함께 나타나기 때문에 본 연구에서 기술된 두껍고 독립적으로 나타나는 위스피 박층리 니 퇴적상에는 적용할 수 없을 것으로 생각된다. 대신 Yoon(1995)은 이러한 퇴적상을 겨울철 표층에서 냉각되어 밀도가 증가된 해수가 저층으로 가라앉아 형성된 밀도류(*density current*) 혹은 해저류(*bottom current*)에 의해 형성되는 것으로 해석하였다. 또한 Yoon

et al.(1991)은 노르웨이 대륙사면에서 이와 유사한 퇴적상을 보고한 바 있는데, 역시 이를 동절기 빠른 속도로 사면을 따라 흘러내리는 해저류에 기인하는 것이라고 제안하였다.

**변형 니**

변형 니(deformed mud) 퇴적상은 주로 생물교란을 받은 퇴적물이 물리력에 의해 변형되어 나타나는 것이 특징이다(Fig. 4d). 특히 박층리는 변형되어 소규모의 단층이나 습곡 구조를 보이기도 한다. 이러한 퇴적상은 상부 대륙사면에서 채취된 코아 G6에서 관찰된다(Fig. 5).

퇴적층이 집적된 후 일어나는 2차적인 변형은 일반적으로 급경사의 사면에 집적된 미고화 또는 반고화의 퇴적층에서 급작스런 물리적 충격에 의해 함몰상태(slump)나 미끄럼상태(slide)가 야기될 경우 일어날 수 있다(Cook, 1979; Hill, 1984; Hein, 1985).

**탄성파상**

고해상 탄성파탐사 단면에 기록되는 탄성파상의 주된 분류요소는 해저 표층과 심층 반사파의 명확성, 측면 연속성, 그리고 형태 등이다. 이러한 요소에 따른 분류는 일반적으로 로마자와 영문알파벳으로 구성된 두 자리의 코드로 표시된다. 연구자나 연구지역에 따라 이러한 코드가 통일화되어 있지 않고 조금씩 다르게 사용되는데, 본 연구에서는 기본적으로 Damuth(1978, 1980)의 기준과 코드를 따랐다. Damuth(1978, 1980)의 분류에서는 표층 반사파의 명확성과 형태에 따라 로마숫자로 표시되는 3개의 그룹으로 나뉜다. 즉 표면반사파가 확산(diffuse)되어 있지 않고 뚜렷한 경우(I), 다소 확산되어 두껍게 나타나는 불명확한 경우(II), 그리고 중첩하는 쌍곡선 반사파(hyperbolic echo)로 나타나는 경우(III)이다. 다시 이러한 세 그룹은 심층 반사파의 유무, 명확성, 측면연속성, 형태 등에 따라 구분되어 영문 알파벳 대문자 코드가 뒤에 붙여진다. 본 연구에서는 6개의 특징적인 탄성파상이 분류되었다(Table 2).

**탄성파상 IA**

탄성파상 IA는 뚜렷하고 측면연속성이 비교적 양호한 해저표층 반사파(bottom echo)를 보이거나, 대신 해저면 아래의 내부 반사파(subbottom echo)는 불규칙하여 특정한 반사면을 이루고 있지 않다(Fig. 6a). 표층 반사파는 비교적 매끈하여 기복이 거의 없으며, 일부 지역에서 매우 완만하고 얇은 언덕지형이 나타나기도 한다. 이러한 탄성파상은 상부 및 중부 대륙사면에서 우세하게 관찰된다(Fig. 3).

내부반사파를 동반하지 않는 뚜렷한 표층반사파는 고화된 기반암(또는 퇴적층)이 해저면에 노출되어 있거나, 해저면이 고주파 음파의 투과가 어려운 모래나 자갈과 같은 조립질 퇴적물로 덮여 있을 경우에 주로 나타난다(Damuth, 1978; Pratson and Laine, 1989). 탄성파상 IA가 주로 분포하는 대륙사면 지역에서 채취된 시추퇴적물(G2, G6)은 주로 실트와 점토 등 세립질 입자(평균입도 5.5~8Φ)로 이루어져 있으나 중력시추기의 시추깊이는 1.5 m 이하이다(Fig. 5). 따라서 대륙사면 지역에는 표층 미고화 퇴적층의 두께가 비교적 얇고, 고화 또는 반고화 상태의 퇴적층이나 기반암이 해저면 가까이에 위치하는 것으로 판단되며, 탄성파상 IA는 이러한 상태를 반영하는 것으로 해석된다. 한편, 탄성파상 IA의 표면이 매끈하고 일부 침식 흔적이 관찰되는데, 이는 퇴적 후 해저류 등에 의해 강한 재동을 받아 표면 지형이 변형된 것으로 추정된다.

**탄성파상 IIA**

탄성파상 IIA는 약간 확산(semi-prolonged)되어 두껍게 나타나는 측면연속성이 양호한 해저표층 반사파와 그 하부 수십 m에 걸쳐 나타나는 다수의 평행한 내부 반사파를 특징적으로 보인다(Fig. 6b). 내부 반사파의 형태는 표층 반사파와 동일하며 반사면은 뚜렷하지 않고 약간 확산되어 있다. 내부 반사파의 측면연속성은 다소 불량하여 불연속적으로 나타나는 부분도 있다. 이 탄성파상이 나타나는 해저표면은 일반적으로 매끈하거나 약간의 굴곡(undulation)을 보이며, 부분적으로는 침식되어 불규칙하게 나타나

**Table 2.** Description and interpretation of echo facies.

Echo facies	Description	Occurrence	Interpretation
IA	Sharp, continuous bottom echoes with no discrete subbottom reflectors	Continental slope and trench walls	Semi-consolidated sediments reworked by bottom-hugging currents
IIA	Semi-prolonged bottom echoes with several intermittent subbottom reflectors; smooth, undulatory, or irregularly eroded topography	Floor of incised valleys in the shelf	Composite deposits emplaced by hemipelagic settling and intermittent turbidity currents (Damuth, 1978, 1980; Yoon et al., 1991)
IIB-1	Very prolonged bottom echoes with no discrete subbottom reflectors; smooth and undulatory surface topography	Floor of trench and slope canyons	Thick beds of turbidites or contourites (Damuth, 1978; Pratson and Laine, 1989; Yoon et al., 1991)
IIB-2	Very prolonged bottom echoes with no discrete subbottom reflectors; intense hummocks; undulatory or irregularly eroded topography	Continental shelf and upper slope;	Glacial till (Damuth, 1978)
IIIA	Large and small, irregular-overlapping hyperbolae with significantly varying vertex elevations (tens to hundreds of meters); distinct to semiprolonged bottom echoes	Continental slope and trench walls	Structurally-deformed or irregularly-eroded hard rock basement or semi-consolidated sediment (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980)
IIIC	Regular, overlapping hyperbolae with varying vertex elevations (generally tens of meters); prolonged subbottom reflection	Restricted area of upper to mid continental slope	Slope failure or gravity-controlled mass flows (Embley and Jacobi, 1977; Yoon et al., 1991)

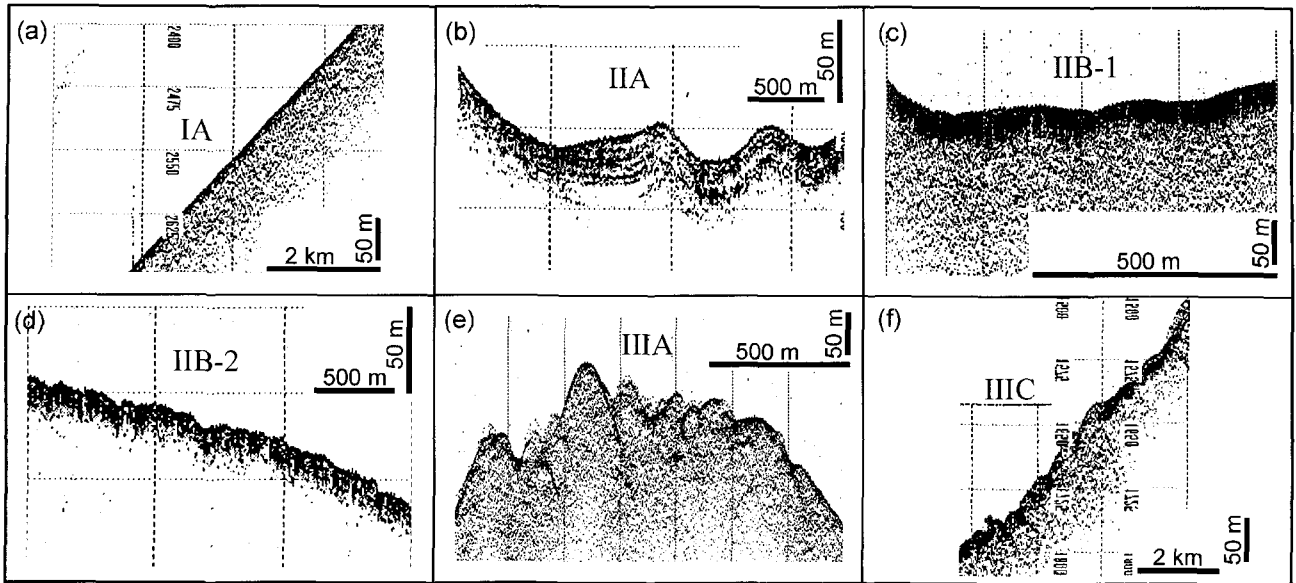


Fig. 6. Typical features of echo facies in the northern continental margin of the South Shetland Islands.

기도 한다. 주로 대륙붕에 발달한 협곡의 기저(Figs. 2a)와 남셰틀랜드 해구(Fig. 3)에서 우세하게 분포한다.

서로 평행한 표층 및 내부 반사파는 퇴적물이 해저면을 따라 침전하면서 해저지형을 피복(draping)하였음을 의미하며, 내부 반사파의 발달은 입도, 밀도, 굳기 등 물리적 특성이 서로 다른 퇴적층이 교호하고 있음을 반영한다. 일반적으로 이러한 탄성파상은 해저지형을 정합적으로 피복하는 (반)원양성 퇴적과 함께 간헐적인 저밀도 세립질 저탁류 또는 밀도류의 퇴적작용의 결과로 알려져 있다(Damuth, 1978, 1980; Mullins *et al.*, 1979; Yoon *et al.*, 1991). 탄성파상 IIA 지역에서 채취된 시추퇴적물(G1, G4)의 퇴적상도 이러한 해석을 잘 뒷받침한다(Fig. 5; Table 1).

#### 탄성파상 IIB-1

탄성파상 IIB-1은 확산되어 두껍게 나타나는 측면연속성이 양호한 해저표층 반사파를 특징적으로 보인다. 표층 반사파는 대체로 매끈하고 평탄하며, 국부적으로 약간의 굴곡(undulation)을 보이기도 한다(Fig. 6c). 이러한 탄성파상은 대부분 퇴적물로 충전된 대륙사면의 해저협곡이나 남셰틀랜드 해구의 바닥에서 관찰된다(Fig. 2b).

심해저 환경에서는 대륙사면의 해저수로나 대륙대, 심해저평원 등에서 이와 같은 확산 반사파가 보고되고 있는데, 주로 저탁류나 해저류에 의해 집적된 퇴적체를 지시한다(Pratson and Laine, 1989; Kenyon, 1986; Yoon *et al.*, 1991). 특히 노르웨이 해에서는 실트나 모래 층이 두껍고 자주 협재될 때 반사파의 확산 정도가 심해지는 것으로 분석되었다(Damuth, 1978).

#### 탄성파상 IIB-2

탄성파상 IIB-2는 탄성파상 IIB-1에서와 같이 확산되어 두껍게 나타나는 해저표층 반사파를 보이나, 표면이 높이가 수 m 이하의 작은 기복이나 낙타등 모양(hummocks)의 돌출부로 이루어져 있으며, 국부적으로 약간의 불규칙한 굴곡을 보이거나 소규모 침식 흔

적이 나타나기도 한다(Fig. 6d). 이러한 탄성파상은 대부분의 대륙붕과 일부 상부대륙사면에서 광범위하게 관찰된다(Fig. 2b).

대륙붕에 폭넓게 분포하며 소규모의 돌출부나 침식 흔적으로 보이는 탄성파상 IIB-2는 빙하기 대륙붕 지역까지 전진해 있었던 빙상의 기저에서 집적된 빙퇴석층을 나타내는 것으로 해석된다. 표층반사파의 확산 정도는 다르지만 유사한 표면형태를 보이는 탄성파상(IA)이 남극 브랜스필드 해협 주변의 대륙붕과 킹조지섬의 맥스웰만에서 보고되어 빙퇴석층으로 해석된 바 있다(윤 등, 2002). Damuth(1978)도 노르웨이 북부 대륙붕에서 이와 유사한 표면지형 특성을 보이는 탄성파상(IA-2)을 보고하였으며, Holtedahl and Sellevoll(1972)은 동일지역에서 시추퇴적물을 분석하여 빙하에 의해 퇴적된 빙퇴석층으로 해석하였다. 일반적으로 확산된 반사파는 해저 표면에 소규모 불규칙한 기복이 우세하게 분포하는 지역에 흔히 나타나는데, 이들 불규칙한 기복들은 탄성파 탐사 시 음파를 산란시켜 매우 확산된 표층 반사파를 기록하는 주원인이 된다(Ewing *et al.*, 1973; Damuth, 1980). 특히 빙퇴석층의 경우, 표면의 불규칙한 빙식구조나 노출된 조립질 암설의 작은 기복들이 음파의 확산을 야기할 것으로 추정된다.

#### 탄성파상 IIIA

탄성파상 IIIA는 뚜렷하고 측면연속성이 매우 양호한 해저표층 반사파를 갖으며, 해저면 아래의 내부 반사파는 없거나 일정구간에 걸쳐 반사신호가 확산되어 나타나는 특징을 보인다. 이러한 탄성파상이 나타나는 해저의 지형은 때로 높이가 다양한(수 m에서 수 백 m) 여러 개의 쌍곡선 반사파(hyperbolic reflector)가 불규칙하게 중첩되어 나타나는 매우 기복이 심한 지형특징을 보이기도 한다(Fig. 6e). 이 탄성파상은 중부 및 급경사의 하부 대륙사면에서 광범위하게 관찰된다(Figs. 2b, 3).

불규칙하게 중첩하는 쌍곡선 반사파는 기복이 심한 불규칙한 해저지형을 반영하는데, 대서양 중앙해령의 해저산, 단구대(fracture zone) 등 주로 화산암 기반의 불규칙한 해저나 침식이 활발하게



일어나는 대륙사면의 해저협곡이나 대륙대 등에서 보고되고 있다 (Damuth, 1978; Pratson and Laine, 1989). 본 연구 지역의 대륙사면은 피닉스판이 섭입될 당시 형성된 부가대(accretionary prism)에 해당되는데, 불규칙한 지형기복을 보이는 탄성파상 IIIA는 섭입에 따른 압축력의 영향으로 변형된 퇴적층의 표면 상태를 반영하는 것으로 해석된다.

### 탄성파상 IIIC

탄성파상 IIIC는 소규모의 쌍곡선 반사파가 인접하여 비교적 규칙적으로 중첩되어 있으며, 표층반사파는 일반적으로 매우 확산되어 나타나는 특징을 보인다(Fig. 6f). 쌍곡선 반사파의 높이는 20~30 m 정도이며, 높이의 변화가 탄성파 IIIA와 IIIB에 비해 작고 측면경사는 완만하다. 주로 상부 대륙사면의 돌출지형 사이에 위치한 환경사의 저지대에 국지적으로 분포한다(Fig. 3).

기존의 연구에서 탄성파상 IIIC와 같은 반사 특성은 다수의 침식 또는 퇴적 구조가 일정한 간격을 두고 근접하여 발달되어 있는 해저에서 우세하게 기록된다(Damuth, 1978). 이러한 지형과 구조는 일반적으로 대륙대나 심해저 산상지에 발달하는 해저수로를 충전하는 퇴적층(Damuth, 1975)이나 해저사태 및 암설류 퇴적체(Embley and Jacobi, 1977; Pratson and Laine, 1989; Yoon *et al.*, 1991)와 관련있는 것으로 보고되었다.

## 퇴적작용

### 대륙붕

대륙붕에서는 두 종류의 탄성파상이 분포하는데, 대부분의 평탄한 대륙붕지역에서는 높이 수 m 이하의 작은 기복이나 돌출부, 국지적인 침식 흔적을 보이는 확산 반사파(탄성파상 IIB-2) 우세하게 나타난다(Figs. 2a, 3). 이러한 탄성파상은 빙상의 기저에서 직접된 조립질 빙퇴석층의 특징을 반영하는 것으로 해석된다(Table 2). 그러나 탄성파상 IIB-2 지역에서 채취된 3 m 길이의 코아 G5는 대부분 역이 거의 포함되어 있지 않은 반원양성 니질 입자로 구성되어 있다(Fig. 5). 따라서, 빙퇴석층은 최소한 해저면 하 3 m 이상의 깊이에 분포하고 있으며, 이는 과거 빙하기의 남극 대륙빙하의 발달과 관계 있는 것으로 판단된다. 남극반도 주변에서 취득된 심부탄성파 단면의 층서 분석에 따르면, LGM 동안 남극대륙의 빙상은 현재의 해수면보다 700~1,000 m 정도 낮은 대륙붕단이나 상부대륙사면까지 전진해 있었다(Banfield and Anderson, 1995). 이 빙상은 LGM이 지나고 약 15,000~11,000년 전부터 후퇴하기 시작하여 현재는 남극대륙과 남셰틀랜드 군도에 분포하고 있다(Sugden and John, 1973; Pope and Anderson, 1992; Pudsey *et al.*, 1994). LGM 동안 본 연구지역에서의 대륙빙하의 분포에 대해서는 아직 자세히 알려진 바 없으나, 이와 거의 유사한 빙하의 발달과 후퇴과정을 겪었을 것으로 보이며, 따라서 탄성파상 IIB-2의 빙퇴석층도 LGM 동안 대륙붕의 대부분 지역을 덮었던 대륙빙하의 기저에서 형성된 것으로 판단된다.

한편, 서경 60° 이서 지역의 대륙붕에는 4개의 해저협곡이 특징적으로 발달되어 있다(Figs. 1, 2a). 현재 인접한 남셰틀랜드 군도에 대규모 하천발달이 미약하고, 대륙붕에도 이러한 대규모 해곡을 형성할만한 지속적이고 강력한 저탁류나 해류의 존재는 보고

되어 있지 않다. 따라서 이들 대륙붕 해곡은 과거 빙하 발달기에 대륙붕단 근처까지 전진해있었던 기저빙하에 의해 침식되어 형성된 빙천(ice stream)으로 판단된다. 즉, 빙하 발달기에 인근 남셰틀랜드 군도로부터 유입되는 기저빙하가 대륙사면으로 흘러내림에 따라 이동 속도가 상대적으로 빠른 빙하기저의 대륙붕 해저면이 깎여 나가면서 깊은 해곡이 형성된 것으로 보인다. 이와 유사한 규모의 빙천들은 브랜스필드해협의 남극반도쪽 대륙사면에서도 나타나고 있다(Banfield and Anderson, 1995).

대륙붕에서 관찰되는 또다른 탄성파상은 IIA로서, 주로 대륙붕 해곡의 평탄한 기저에서 관찰된다(Fig. 2a). 단면 상에서 해곡은 대칭 혹은 비대칭의 U자형을 보이는데, 일부 해곡에는 자연제방을 갖춘 퇴적형의 수로가 해곡의 평탄한 바닥에 형성되어있으며, 탄성파상 IIA는 이러한 수로와 그 주변에 나타난다(Figs. 2a, 6b). 자연제방을 갖춘 해저수로는 환경사의 심해저 선상지 시스템에서 자주 보고되고 있는데, 일반적으로 저탁류와 같은 퇴적물 중력류에 의해 형성되는 것으로 알려져 있다. 탄성파상 IIA는 (반)원양성 퇴적과 함께 간헐적인 저밀도 세립질 저탁류 또는 밀도류의 퇴적작용의 결과로 해석되며(Table 2), 수로의 중심부에서 채취된 코아 G1에서는 이러한 해석을 반영하는 위스피 박층리 니(Table 1)가 깊이 약 250 cm부터 나타난다(Fig. 5). 따라서 대륙붕 빙식해곡 내에 발달하는 퇴적형 수로는 빙하가 쇠퇴하여 해곡이 수중에 노출된 후, 저탁류나 밀도류가 해곡을 통하여 흐르는 동안 형성된 것으로 보인다. 수로를 형성한 퇴적물은 1° 이하의 경사를 갖는 대륙붕 특성상, 저탁류보다는 저온의 용빙수류(meltwater plume)와 같은 해저류(또는 밀도류)에 의해 운반되었을 것으로 추정된다. 즉, 후퇴하는 빙하말단에서 해수와의 접촉으로 빙하가 녹으면서 유출된 저온의 용빙수(meltwater)가 주변 해수보다 밀도가 더 클 경우, 낮은 해곡에 집중되어 이동하면서 퇴적형 수로를 형성하였던 것으로 판단된다. 그러나 코아 G1의 상부 250 cm 구간에서는 저탁류나 밀도류의 영향을 지시하는 퇴적상이 매우 얇은 두께로 나타나는 것으로 보아, 현재 수로 내에서 수류에 의한 퇴적작용은 매우 미약한 것으로 보인다.

### 대륙사면

남셰틀랜드 군도 대륙붕에서 해구로 연결되는 대륙사면은 평균 5° 내외의 경사를 갖고 있으며, 전체적으로 볼 때 상부사면에서 하부사면으로 가면서 지형의 경사도는 다소 증가한다. 대륙사면은 피닉스판의 섭입에 따른 압축력으로 인해 변형되어 표면은 매우 불규칙한 돌출지형이 형성되어 있으며, 이 돌출지형들 사이에는 다양한 규모의 해저협곡이나 수로들이 상부와 중부 사면에 잘 발달되어 있다. 이러한 돌출지형은 쌍곡선 반사파를 보이는 탄성파상 IA나 IIIA로 나타난다.

대륙사면에 발달하는 해저협곡에는 탄성파상 IIB-1을 보이는 퇴적물이 쌓여 있는데, 이는 저탁류 혹은 해저류에 의해 운반된 것으로 해석된다(Table 2). 대륙사면의 해저협곡은 대륙붕의 빙식해곡과 직접적으로 연결되어 있지는 않지만, 특히 대륙붕 해곡이 발달된 서경 60°30' 이서 지역의 대륙사면 협곡들은 비교적 두꺼운 퇴적물(탄성파상 IIB-1)로 충전되어 U자 형태의 단면을 보인다. 이에 비해, 해곡의 발달이 없는 대륙붕과 접한 서경 60°30' 이동 지역의 대륙사면 협곡은 대부분 퇴적물로 충전되어 있지 않거나

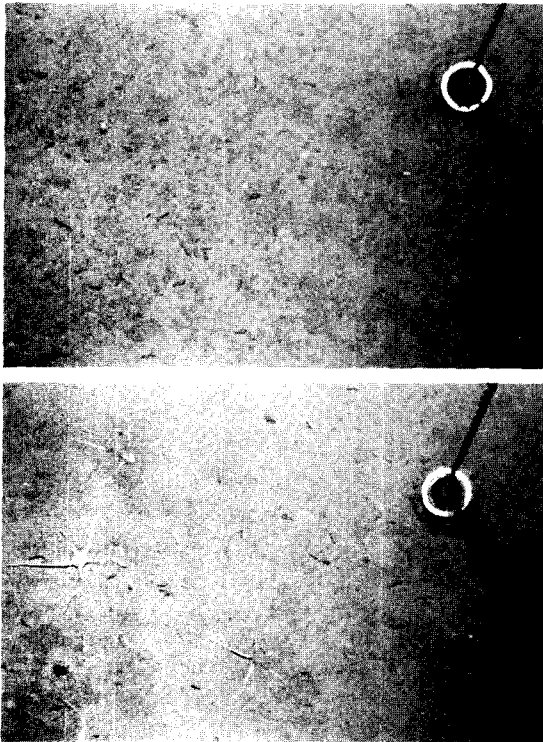


Fig. 7. Seafloor photographs at coring site G2 (upper continental slope). Triggering weight is about 10 cm in diameter. For location, refer to coring site G2 in Figure 1.

매우 얇은 퇴적층이 집적되어 있다(Fig. 2b). 따라서 해저협곡을 충전하는 퇴적층은 대륙사면 자체에서 발생한 저탁류에 의한 것도 있겠지만, 상당부분이 빙하후퇴기에 대륙붕 해곡을 따라 흐르는 고밀도 용빙수류가 대륙사면까지 이동되면서 운반된 것으로 추정된다.

상부 및 중부 대륙사면에 나타나는 탄성파상 IIC는 해저사태 및 암설류 등 질량류의 작용과 관계 있는 것으로 해석된다. 그러나 그 분포가 돌출지형 사이의 일부 지역으로 제한되어 있어서, 해저사태가 자주 발생하지는 않았던 것으로 보인다.

한편, 상부대륙사면에서 취득된 코아 G2에서는 해저류(bottom current)나 밀도류에 의한 것으로 보이는 위스피 박층리 니 퇴적상이 코아 하부(깊이 80 cm 이상)에서 우세하게 관찰된다(Fig. 5). 이 코아가 취득된 곳은 탄성파상 IIIA를 보이는 평탄한 돌출지형으로서(Fig. 2b), 탄성파상과 퇴적상이 부합되지는 않지만 과거에 일시적으로 대륙사면에 평행하게 흐르는 등심선류(contour current)나 대륙붕으로부터 유입되는 고밀도 용빙수류의 영향이 미쳤던 것으로 판단된다. 그러나 현재 해저면에서는 이와 같은 해저류의 작용을 지시할만한 퇴적구조나 침식흔적은 거의 인지되지 않는다(Fig. 7a).

#### 남쉐틀랜드 해구

대륙사면과 접한 남쉐틀랜드 해구에서는 탄성파상 IIB-1이 해구축을 따라 우세하게 나타나는데(Fig. 3), 이러한 탄성파상은 주로 저탁류 또는 해저류에 의해 집적된 퇴적층을 나타내는 것으로

해석된다(Table 2). 해구축에서 취득된 코아 G4의 분석자료에서도 대부분 실트와 모래로 구성된 세립질 저탁류 퇴적층(박층리 니와 균질 니 퇴적상)이 생물교란 퇴적물 사이에 자주 협재되어 나타난다(Figs. 4b, 5). 해구에서의 저탁류는 일반적으로 해구의 사면지역에서 슬라이드/슬럼프, 암설류 등 중력에 의해 야기된 퇴적물 중력류가 해구로 진입하여 해구축을 따라 이동하는 것으로 알려져 있다. 해구의 지형단면에서 해구 주변 경사면은 해구의 해저와 예리한 각도로 만나는 양상을 보이는데(Fig. 3), 이러한 형태는 해구의 축 방향으로 이동하는 저탁류에 의해 대부분의 해구가 충전되었음을 지시한다. 한편, 코아 자료에서 저탁류의 출현 분포를 보면, 특정 층중에 집중됨이 없이 전반적으로 고르게 나타난다. 따라서 해구에 발달하는 저탁류는 빙하의 발달과 후퇴 혹은 해수면 변동과는 무관하게, 해구 주변의 지구조적 불안정성에 의해 야기된 사면붕괴와 관련하여 지속적으로 발생하는 것으로 판단된다.

## 결 론

본 연구에서 분석된 각각 6개의 퇴적상과 탄성파상, 그리고 해저지형의 특성을 종합해보면, 남쉐틀랜드 북쪽 대륙주변부에서는 지난 LGM과 그 이후 빙하 후퇴기 동안에 뚜렷한 퇴적작용의 변화가 일어났던 것으로 보인다. LGM 동안 현재의 대륙붕 지역에는 극빙하가 확장하여 대부분의 지역을 덮었고, 기저빙하의 유동으로 침식된 깊은 해곡이 대륙붕 상에 형성되었으며, 이 당시 퇴적된 조립질 빙퇴석 퇴적체가 대륙붕 지역에 우세하게 분포한다. 이후 빙하가 종식되어 남극 대륙빙하가 후퇴하면서, 빙하발단에서 저온의 용빙수가 다량 방출되어 고각도의 밀도류를 형성하였고, 이러한 고각도의 수류는 이전 빙하발달기에 형성된 대륙붕의 해곡을 따라 대륙사면까지 이동하면서 상당량의 퇴적물을 해곡 내의 수로와 대륙사면의 협곡에 집적시켰다. 또한, 대륙사면에서는 드물지만 해저사태와 해저류에 의한 퇴적활동이 일어났으며, 해저사태의 일부는 저탁류로 전이되어 해구축을 따라 이동하였다. 그러나 빙하가 완전히 후퇴한 현재에는 반원양성의 퇴적이 대륙붕과 대륙사면 전반에 걸쳐 우세하며, 남쉐틀랜드 해구에서는 해구축을 따라 이동하는 저탁류가 간헐적으로 발생하고 있다.

## 사 사

본 연구는 한국해양연구원 극지연구소의 남극고기후 및 고해양 과제(PP03106)와 과기부 국제공동과제(한-이스라엘)의 연구비를 지원받아 수행되었다. 2001년 남극하계탐사 시 자료 취득과 분석에 많은 도움을 주신 한국해양연구원 관계자와 R/V Yuzhmorgeologiya호 승무원, 그리고 논문 심사과정에서 유익한 조언을 주신 유동근 박사님께 깊은 감사를 드린다.

## 참고문헌

- 신유나, 윤호일, 김예동, 강천윤, 2001, 남극반도 서 대륙붕의 빙해양 퇴적물의 구조군집 특성과 고해양 변화. 한국해양학회지 바다, 6: 152-163.  
 윤석훈, 윤호일, J. Howe, 2002, 남극 브랜스필드 해협 해저퇴적

- 층의 고해상 탄성파상 분석. 대한지질학회지, **38**: 537-550.
- 이호일, 박병권, 김부근, 김예동, 강천윤, 허순도, 유규철, 2001, 서남극 벨링사우젠 해의 빙해양 퇴적작용. 대한지질학회지, **37**: 217-234.
- 이상훈, 진영근, 김규중, 남상현, 김예동, 2003, 남극 쉘랜드 북부 대륙주변부 및 남스코시아해 지역의 고해상(3.5 kHz) 음향 특성. Ocean and Polar Research, **25**: 557-567.
- Banerjee, I., 1977, Experimental study on the effect of deceleration on the vertical sequence of sedimentary structures in silty sediments. *J. Sediment. Petrol.*, **47**: 771-783.
- Banfield, L.A. and Anderson, J.B., 1995, Seismic facies investigation of the late Quaternary glacial history of Bransfield Basin, Antarctica. *Antarctic Research Series*, **68**, 123-140.
- Barker, P.E., 1982, The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. *Journal of Geological Society of London*, **139**, 787-802.
- Chough, S.K., 1984, Fine-grained turbidites and associated mass-flow deposits in the Ulleung (Tsushima) Back-arc Basin, East Sea (Sea of Japan). In: Stow, D.A.V. and Piper, D.J.W. (eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Products*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **15**: 185-196.
- Chough, S.K. and Hesse, R., 1985, Contourites from Eirik Ridge, south of Greenland. In: Hesse, R. (ed.), *Sedimentology of Siltstone and Mudstone*. *Sediment. Geol.*, **41**: 185-199.
- Chough, S.K., Lee, G.H., Park, B.K. and Kim, S.W., 1984, Fine structures of turbidite and associated muds in the Ulleung (Tsushima) Basin, East Sea (Sea of Japan). *J. Sediment. Petrol.*, **54**: 1212-1220.
- Cook, H.E., 1979, Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. In: Doyle, L.J. and Pilkey, O.H. (eds.), *Geology of Continental Slopes*. *SEPM Spec. Publ.*, **27**: 287-305.
- Damuth, J.E., 1975, Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Mar. Geol.*, **18**: 17-45.
- Damuth, J.E., 1978, Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. *Mar. Geol.*, **28**: 1-36.
- Damuth, J.E., 1980, Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Mar. Geol.*, **38**: 51-75.
- Damuth, J.E. and Hayes, D.E., 1977, Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Mar. Geol.*, **24**: M73-M95.
- Domack, E.W. and Ishman, S., 1993, Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords. *Geological Society of America Bulletin*, **105**: 1175-1189.
- Embley, R.W. and Jacobi, R.D., 1977, Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on Atlantic continental margins. *Marine Geotechnology*, **2**: 205-228.
- Ewing, M., R.W. Embley and T.H. Shipley, 1973, Observations of shallow layering utilizing the pinger-probe echo sounding system. *Mar. Geol.*, **14**: 55-63.
- Griffith, T.W. and Anderson, J.B., 1989, Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. *Mar. Geol.*, **85**: 181-204.
- Gonthier, E.G., Faugeres, J.-C. and Stow, D.A.V., 1984, Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. In: Stow, D.A.V. and Piper, D.J.W. (eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Products*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **15**: 275-292.
- Hein, F.J., 1985, Fine-grained slope and basin deposits, California continental borderland: Facies, depositional mechanisms and geotechnical properties. *Mar. Geol.*, **67**: 237-262.
- Hess, R. and Chough, S.K., 1980, The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, **27**: 697-711.
- Hill, P.R., 1984, Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope, offshore eastern Canada. *Sedimentology*, **31**: 293-309.
- Holtehdahl, H. and Sellevoll, M., 1972, Notes on the influence of glaciation on the Norwegian continental shelf bordering on the Norwegian Sea. *Ambio Special Report*, **2**: 31-38.
- Kenyon, N.H., 1986, Evidence from bedforms for a strong poleward current along the upper continental slope of north-west Europe. *Mar. Geol.*, **72**: 187-198.
- Mullins, H.T., Bordman, M.R. and Newmann, A.C., 1979, Echo character of off-platform carbonates. *Mar. Geol.*, **32**: 251-268.
- Payne, J.A., Sugden, D.E. and Clapperton, C.M., 1989, Modeling the growth and decay of the Antarctic Peninsula ice sheet. *Quaternary Research*, **31**: 119-134.
- Piper, D.J.W., 1978, Turbidite muds and silts in deep-sea fans and abyssal plains. In: Stanley, D.J. and Kelling, G. (eds.), *Sedimentation in Submarine Fans, Canyons, and Trenches*. Dowden Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Penn., pp. 163-176.
- Pope, P.G. and Anderson, J.B., 1992, Late Quaternary glacial history of the northern Antarctic Peninsula's western continental shelf: evidence from the marine record. *Antarctic Research Series*, **57**: 63-91.
- Pratson, L.F. and Laine, E.P., 1989, The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the mid-east United-States outer continental-margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Mar. Geol.*, **89**: 87-126.
- Pudsey, C.J., 2000, Sedimentation on the continental rise west of the Antarctic Peninsula over the last three glacial cycles. *Marine Geology*, **167**: 313-338.
- Pudsey, C.J. and Howe, J.A., 1998, Quaternary history of the Antarctic Circumpolar Current: evidence from the Scotia Sea. *Marine Geology*, **148**: 83-112.
- Pudsey, C.J. Barker, P.F. and Larter, R.D., 1994, Ice sheet retreat from the Antarctic Peninsula shelf. *Continental Shelf Research*, **14**: 1647-1675.
- Shevenell, A.E., Domack, E.W. and Kernan, G.M., 1996, Record of Holocene palaeoclimate changes along the Antarctic Peninsula: evidence from glacial marine sediments, Lallemand Fjord. In: Banks, M.R. and Brown, M.J. (eds.), *Climate Succession and Glacial History over the Past Five Million Years*. Roy. Doc. Tasmania, **130**: 55-64.
- Stanley, D.J. and Maldonado, A., 1981, Depositional models for fine-grained sediment in the western Hellenic Trench, Eastern Mediterranean. *Sedimentology*, **28**: 273-290.

- Stow, D.A.V., 1977, *Late Quaternary stratigraphy and sedimentation on the Nova Scotia outer continental margin*. Ph.D. Thesis, Dalhousie University, Halifax, 360p.
- Stow, D.A.V., 1979, Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. *Sedimentology*, **26**: 371–387.
- Stow, D.A.V. and Holbrook, J.A., 1984, North Atlantic contourites: an overview. In: Stow D.A.V. and Piper, D.J.W. (eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Products*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **15**: 245–256.
- Stow, D.A.V. and Shanmugam, G., 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sediment. Geol.*, **25**: 23–42.
- Sugden, D.E. and John, B.S., 1973, The ages of glacier fluctuations in the South Shetland Islands, Antarctica. In: Bakker, E.M. (ed.), *Palaeoecology of Africa, the surrounding islands and Antarctica*. Cape Town, Balkema, **8**: 141–159.
- Yoon, H.I., 1995, Glaciomarine Sedimentation Patterns of Bransfield Strait and Adjoining Fjords in South Shetland Islands, Antarctica: Implications for Late Quaternary Glacial History. Ph.D. Thesis, Inha University, Incheon, 273p.
- Yoon, H.I., Park, B.K., Kim, Y. and Kim, D., 2000, Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fjord margins in the South Shetland Islands, Antarctica during the last 6000 years. *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, **157**: 189–211.
- Yoon, S.H. and Chough, S.K., 1993, Sedimentary characteristics of Late Pleistocene bottom-current deposits, Barents Sea slope off northern Norway. *Sed. Geol.*, **82**: 33–45.
- Yoon, S.H., Chough, S.K., Thiede, J. and Werner, F., 1991, Late Pleistocene sedimentation on the Norwegian continental slope between 67°N and 71°N. *Mar. Geol.*, **99**: 187–207.

---

2003년 10월 10일 원고접수

2003년 11월 12일 수정본 채택

담당편집위원: 최진용