

## 북동태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대 심해저 퇴적물의 전단강도 특성

지상범\*<sup>1</sup> · 강정극<sup>1</sup> · 김기현<sup>1</sup> · 박정기<sup>1</sup> · 손승규<sup>1</sup> · 고영탁<sup>1</sup>

<sup>1</sup>한국해양연구원 해저환경자원연구본부 심해저자원연구센터

### A Shear Strength Characteristics in Deep-sea Sediment from the Clarion-Clipperton Fracture Zone, Northeast Equatorial Pacific

Sang-Bum Chi\*<sup>1</sup>, Cheong-Kee Park<sup>1</sup>, Jung-Kuk Kang<sup>1</sup>, Ki-Hyun Kim<sup>1</sup>, Seong-Kyu Son<sup>1</sup> and Young-Tak Ko<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Deep-sea Resources Research Center, Korea Ocean Research & Development Institute, Seoul 425-600, Korea

Deep-sea surface sediments acquired by multiple corer from 69 stations in the Clarion-Clipperton fracture zone of the northeast equatorial Pacific, were analyzed for shear strength properties to understand sedimentological process. The pelagic red clay from northern part of study area shows low average shear strength(4.4 kPa), while the siliceous sediment from middle area shows high(6.3 kPa). The calcareous sediment from southern area shows very low average shear strength(3.4 kPa), and transitional sediment between middle and southern area shows intermediate value(3.8 kPa) between siliceous and calcareous sediment. The depth profiles of average shear strength of pelagic red clay show gradual increment with depth due to decrease of water content with depth by general consolidation process. On the other, abrupt increment of average shear strength with depth in siliceous sediment is related to sedimentary hiatus. The very low shear strength in calcareous sediment is linked to very high sedimentation rate of southern area compared with other study area.

**Key words** : shear strength, northeast Pacific, deep-sea sediment

북동태평양 클라리온-클리퍼톤 균열대(Clarion-Clipperton Fracture Zone) 사이에 위치한 연구지역 퇴적물의 전단강도 특성과 퇴적학적 변화요인을 파악하기 위하여 연구지역 각 지점에서 다중주상시료채취기로 채취된 69개 표층퇴적물을 분석하였다. 북부지역 원양성 적점토의 평균 전단강도는 4.4 kPa로 낮은 반면, 중부지역 규질 퇴적물의 평균 전단강도는 6.3 kPa로 가장 높다. 남부지역 탄산질 퇴적물은 3.4 kPa로 가장 낮으며, 남부지역과 중부지역사이의 전이 퇴적물은 3.8 kPa로 탄산질 퇴적물과 규질퇴적물의 중간 값을 보인다. 원양성 적점토가 완만한 전단강도 증가를 보이는 이유는 일반적인 고화 과정에 의한 함수율 감소에 의한 결과이다. 반면에 규질퇴적물에서 나타나는 퇴적깊이에 따른 전단강도의 급격한 증가는 퇴적결층과 연관되어 있다. 탄산질 퇴적물이 가장 낮은 전단강도를 보이는 이유는 남부지역이 타 지역에 비해 퇴적율이 월등히 높기 때문이다.

**주요어** : 전단강도, 북동태평양, 심해퇴적물

## 1. 서 론

전 지구적으로 육상 자원이 고갈되어감에 따라 우리나라는 차세대 주요 전략광물인 코발트, 니켈 등이 다량 함유되어 있는 심해저 망간단괴 개발의 필요성을 인식하고 태평양 클라리온-클리퍼톤 지역(Clarion-Clipperton

fracture zone, C-C 지역)의 자원 조사를 수행하고 있다.

C-C지역 심해저 표층 퇴적물의 지질공학적 특성에 관한 연구는 주로 심해저면 위에서 망간단괴를 대량으로 채취하게 될 채광기의 운영 및 채광에 따른 환경피해와 연관되어 이루어졌다(Richards and Chaney, 1981; Oebius *et al.*, 2001; Grupe *et al.*, 2001). 특히 연성의

\*Corresponding author: sbchi@kordi.re.kr

표층 퇴적물은 안전성과 이동성에 상당한 제약을 주게 되므로(Noorany and Fuller, 1982) 전단강도 특성은 채광장비의 설계 및 운영에 필수 요건으로 고려되고 있다(Hirst and Richards, 1975; Tsurusaki *et al.*, 1994).

한편, 해양 퇴적물의 전단강도는 함수율, 입도 특성 등의 물리적 특성의 영향을 받는다(Grupe *et al.*, 2001). 또한 심해저 퇴적물은 다양한 퇴적과정을 거쳐 쌓이므로 넓은 범위의 전단강도를 가지며, 퇴적상(sediment facies)의 변화에 따라 물리적 특성도 큰 변화를 보인다(Bennett *et al.*, 1980). C-C 지역 전반에서 분석된 기존의 연구보고에 따르면 퇴적물 유형에 따라 전단강도 특성이 각기 다른 것으로 보고 되었다. Richards와 Parks(1975)는 원양성 점토(2-7 kPa), 탄산질 연니(5-10 kPa), 규질 연니(10-19 kPa) 등 유형별 퇴적 깊이 1-2 m에서의 평균 전단강도 값을 보고하였으며, 독일의 AMR(Arbeitsgemeinschaft Meerestechnisch gewinnbarer Rohstoffe)과 Preussag(1985/1986)에서는 적점토( $\leq 3.5$  kPa), 방산층 연니(3.5-7 kPa), 탄산질 연니(14-17.5 kPa)의 평균 전단강도(1-3 m) 차이를 보고하였다. 결과적으로 원양성 점토의 전단강도는 낮고, 규질 연니와 탄산질 연니의 전단강도는 상대적으로 높은 것으로 알려져 있다. 그러나 지역적 규모의 전단강도 특성변화를 통하여 나타난 유형별 퇴적물 분포 변화 원인을 해양환경과 관련하여 해석한 논문은 찾아보기 힘들며, 대상지역에서 측정된 수층의 생산성, 퇴적율 등의 퇴적환경과의 비교는 이루어지지 않았다.

따라서 본 연구에서는 채취된 시료를 원양성 적점토, 규질퇴적물, 탄산질 퇴적물 그리고 전이퇴적물로 구분하여 북동태평양 심해저 퇴적물의 전단강도의 지역적 분포 특성과 수직적 변화를 파악하고 이들 유형별 퇴적물

의 전단강도 특성과 이들 특성에 영향을 미치는 퇴적환경학적 요인에 관하여 고찰하고자 한다.

## 2. 지역개관

연구지역은 북동태평양 C-C 지역에 위치하며, 다음과 같이 4개 지역으로 구성된다(Fig. 1). ① 북부 연구지역은 북위 16-17도의 서경 134-130도와 서경 127-125도에 위치한 두개 소구역은 클라리온 균열대에 인접해 있다. ② 중부 연구지역은 북위 10-11도에 위치하며, 서경 136-135도, 133-130.5도, 그리고 서경 130-128도의 3개 소구역이다. ③ 남부 연구지역은 서경 131.5도 선상에 북위 5-6도까지 설정한 연구 지역이다(Fig. 1). ④ 이밖에 중부지역과 남부지역사이의 서경 131.5도 선상에 북위 7-7.5도 지역을 전이지역(transitional area)으로 구분하였다.

기존의 연구보고(Sclater *et al.*, 1971; Herron, 1972; Berger *et al.*, 1976; Francheteau *et al.*, 1979)에 의하면 클라리온 클리퍼톤 균열대의 대양저 지각은 백악기 말에 동태평양해령(11°S, 110°W)에서 생성된 후, 해저확장에 의해 북 또는 북서 방향으로 이동되어 에오세 중기에는 표층해수의 생물 생산성이 높은 적도대(1.5°N, 126°W)에 위치하였으며, 해저면에는 유기질 퇴적물이 지배적인 퇴적층이 발달되었다. 적도 고생산대를 지난 이후에는 퇴적물이 급격히 감소하였고, 대양저 지각의 침강작용이 수반되었다. 따라서 마이오세 초기에는 수심 4,800 m로 탄산염 보상심도(Carbonate Compensation Depth, 약 4,400 m)보다 깊어져 탄산질 퇴적물은 용해되어 극히 낮은 퇴적속도(1.3 mm/kyr)로 규질 퇴적물 및 적점토의 퇴적층이 발달되었다(Theyer, 1977; Kennett,

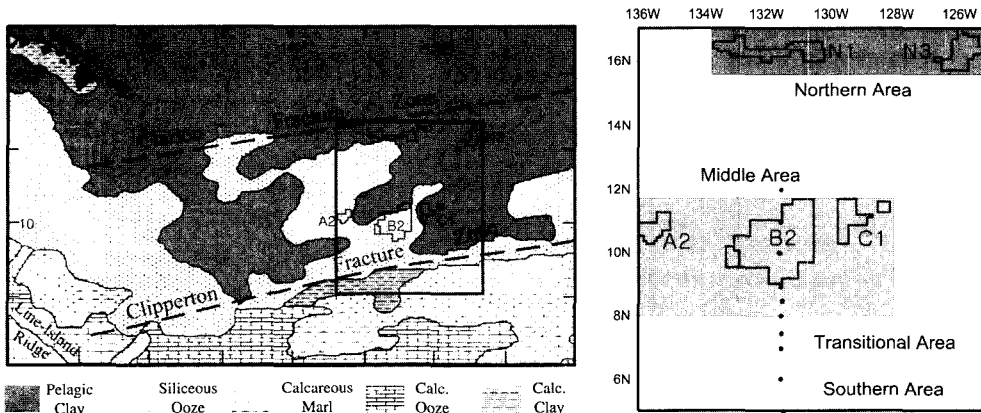


Fig. 1. Distribution of sea floor sediments in the northeastern part of the equatorial Pacific (after Rawson and Ryan, 1978). The study area was marked as northern, middle, southern and transitional area.

1982). 이러한 대양저 지각의 지속적인 이동(현재 6-9 cm/년)으로 해저면에는 위도에 따른 특징적인 퇴적층 서가 대상으로 분포한다. 따라서 연구지역인 북동태평양의 퇴적상은 적도에서 북쪽으로 가면서 탄산질 연니(calcareous ooze), 규질 연니(siliceous ooze), 규질 점토(Siliceous clay), 적 점토(Red clay)대로 변화한다(Horn *et al.*, 1973).

C-C지역 퇴적물의 형성과 연관된 몇 가지 주요 요인들은 ① 약 50 Ma. 이전에 시작된 태평양판의 북서방향으로의 이동과 지각의 냉각에 따른 침강(van Andel *et al.*, 1975), ② 적도부근 해역의 높은 생산성에 따른 생물기원 입자의 유입, ③ 탄산염 보상심도를 고려한 수심, ④ 수층 생산성에 비례하는 퇴적율, ⑤ 대륙으로부터 바람에 의해 유입되는 육성기원 입자의 공급, ⑥ 퇴적입자의 용해 및 자생광물의 형성과 연관된 저층해수의 화학적 특성, ⑦ 퇴적 층서에서 나타나는 퇴적결층과 연관된 과거 저층 해류의 유속, 그리고 ⑧ 소규모의 해저면 지형특성 등으로 판단할 수 있다(지, 2003).

C-C 지역의 퇴적율(sedimentation rate)은 북쪽지역에서 1 mm/kyr 이하이며, 남쪽지역에서 약 3-10 mm/kyr 정도로, 남쪽지역의 퇴적율이 북쪽지역에 비하여 상대적으로 높다(Listizin, 1972; Muller and Mangini, 1980).

### 3. 재료 및 방법

지질공학적 특성파악을 위해서는 교란되지 않은 표층퇴적물 시료의 획득이 필수적이므로(Hagerty 1974; Almager 1982; Baltzer *et al.*, 1994) 물리적 훼손이 매우 적은 다중 주상시료 채취기(multiple corer; 규격: 직경 0.95 cm, 길이 60 cm, 8개 동시 채취)를 이용하여 주상시료를 채취하였다. 시료의 채취는 1997년에서 2002년까지 6년간 한국해양연구원에서 수행한 심해저광물자원 개발사업의 일환으로 이루어졌으며, 조사선은 한국해양연구원의 온누리호를 이용하였다. 클라리온 균열대가 인접해 있는 북부지역에서는 11개의 코어시료를 채취하였다. 중부지역에서는 41개의 코어시료를 채취하였으며, 서경 131도 30분의 선상에서 위치한 남부지역에서는 4개, 그리고 전이지역에서는 3개의 코어시료를 채취하였다. 따라서 연구대상 시료는 위에서 나타난 총 59개 지점에서 채취된 코어시료이다(Table 1).

퇴적물 교란에 가장 민감한 전단강도는 육안 관찰을 통해 물리적으로 손상되지 않은 코어를 선택하여 시료가 선상에 올라오는 즉시 실험실에서 전동베인 시스템(motorized vane system)을 이용하여 코어표층에서 하부로 수직으로 내려가면서 2cm 간격으로 측정하였

**Table 1.** Locations, lengths, and sediment characteristics of the studied cores and water depths at the sampling stations.

Station Number	Area	Locations		Water Depth (m)	Core Length (cm)	Remarks
		Latitude(N)	Longitude(W)			
MC97-P-05	middle	09°57'	131°49'	5,101	24	C.B.: 12cm, Unit I/II
MC97-P-13	middle	09°59'	131°47'	4,983	26	Unit II
MC97-I-01	middle	10°30'	131°20'	4,953	22, 39	C.B.: 7cm, Unit I/II
MC97-I-03	middle	10°29'	131°20'	4,976	41	C.B.: 6cm, Unit I/II
MC97-I-05	middle	10°27'	131°20'	4,923	25, 27	C.B.: 7cm, Unit I/II C.B.: 5cm, Unit III/carbonate
MC97-I-11	middle	10°30'	131°18'	4,921	17	C.B.: 8cm, Unit I/II
MC97-I-13	middle	10°29'	131°18'	4,999	29	C.B.: 5cm, Unit I/II
MC97-I-15	middle	10°27'	131°19'	5,044	35	C.B.: 10cm, Unit I/II
MC97-I-21	middle	10°30'	131°17'	4,908	35	C.B.: 21cm, Unit I/II
MC97-I-25	middle	10°27'	131°17'	4,848	36	C.B.: 11cm, Unit I/II
MC98-N12	middle	12°00'	131°29'	4,957	18	Unit I, carbonate
MC98-N11	middle	10°59'	131°32'	5,150	28	C.B.: 10cm, Unit I/II
MC98-N10	middle	09°59'	131°30'	4,968	34	C.B.: 12cm, Unit I/II
MC98-N09	middle	08°58'	131°32'	4,828	30	C.B.: 13cm, Unit I/II
MC98-N08	middle	08°01'	131°31'	5,022	46	C.B.: 17cm, Unit I/II
MC98-N07	transitional	07°10'	131°42'	4,561	24	C.B.: 10cm, Unit I/II C.B.: 20cm, Unit I/II
MC98-N06	southern	06°02'	131°30'	4,084	30	calcareous sediment
MC98-N05	southern	05°00'	131°29'	4,200	28	calcareous sediment

Table 1. Continued.

Station Number	Area	Locations		Water Depth (m)	Core Length (cm)	Remarks
		Latitude(N)	Longitude(W)			
MC98-G01	middle	10°05'	131°47'	4,981	10	Unit
MC98-G02	middle	10°16'	131°48'	4,915	20	C.B.: 6cm, Unit/
MC98-G03	middle	10°25'	131°40'	4,871	10	C.B.: 2cm, Unit/
MC98-G04	middle	10°15'	131°40'	4,988	16	C.B.: 3cm, Unit, carbonate
MC98-G06	middle	10°15'	131°29'	4,988	26	C.B.: 12cm, Unit/
MC98-G07	middle	10°14'	131°22'	4,779	12	C.B.: 4cm, Unit/
MC98-G08	middle	10°24'	131°23'	4,981	40	C.B.: 8cm, Unit/
MC99-N11	middle	10°59'	131°30'	5,089	12	C.B.: 6cm, Unit/
MC99-N10	middle	09°59'	131°30'	5,008	20	C.B.: 10cm, Unit/
MC99-N09	middle	09°01'	131°29'	4,900	30	C.B.: 14cm, Unit/
MC99-N08.5	middle	08°30'	131°28'	4,371	26	C.B.: 10cm, Unit/
MC99-N08	middle	07°58'	131°28'	5,007	36	C.B.: 12cm, Unit/
MC99-N07.5	transitional	07°31'	131°28'	4,965	30	C.B.: 8cm, Unit/
MC99-N07	transitional	06°59'	131°28'	4,697	22	C.B.: 6cm, Unit/
MC99-N06	southern	05°59'	131°30'	4,212	38	C.B.: 15cm, calcareous sediment
MC99-N05	southern	05°00'	131°31'	3,955	36	calcareous sediment
MC99-G01	middle	10°18'	131°31'	4,870	8	Unit III
MC99-G02	middle	10°19'	131°30'	5,110	26	Unit I/II
MC99-G03	middle	10°20'	131°29'	4,996	18	Unit I/II
MC99-G04	middle	10°21'	131°29'	4,998	10	Unit I/II
MC99-G06	middle	10°24'	131°27'	5,024	16	Unit I/II
MC99-G07	middle	10°17'	131°32'	4,828	12	Unit I/II
MC99-G08	middle	10°26'	131°26'	5,033	12	Unit, carbonate
MC00-4-16	middle	10°10'	131°30'	4,942	24	C.B.: 7 cm, Unit I/II
MC00-4-18	middle	10°11'	131°26'	4,819	17	C.B.: 8 cm, Unit I/II
MC00-4-20	middle	10°19'	131°24'	4,720	17	C.B.: 8 cm, Unit I/II
MC00-4-N07	transitional	07°00'	131°30'	4,596	27	calcareous & siliceous sediment
MC00-4-N7.5	transitional	07°30'	131°40'	4,944	50	siliceous & calcareous sediment
MC00-5-04	middle	10°29'	135°41'	4,720	18	C.B.: 10 cm, Unit I/II
MC00-5-14	middle	10°49'	135°35'	4,805	10	C.B.: 1 cm, Unit I/II
MC00-5-20	middle	10°50'	135°05'	4,988	30	C.B.: 16 cm, Unit I/II
MC01-03-01	middle	10°00'	131°50'	5,081	37.5	C.B.: 15 cm, Unit I/II C.B.: 27 cm, Unit I/II
MC01-03-02	middle	10°30'	131°18'	4,883	45.3	C.B.: 10 cm, Unit I/II
MC01-03-03	middle	11°18'	128°23'	4,830	54.5	C.B.: 20 cm, Unit I/II
MC01-03-04	middle	11°15'	129°40'	4,833	50.0	C.B.: 15 cm Unit I/II
MC01-03-05	northern	16°19'	131°25'	4,972	35.5	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC01-03-06	northern	16°17'	131°52'	5,091	36.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC01-03-07	northern	16°18'	132°17'	5,019	36.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC01-04-01	northern	16°18'	125°55'	4,555	43.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC01-04-02	northern	16°18'	125°18'	4,544	40.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC01-04-03	northern	16°18'	127°00'	4,689	37.5	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC01-04-05	northern	16°12'	130°33'	4,880	19.0	Dark Brown, Unit I
MC02-01-01	northern	16°12'	130°09'	4,824	36.0	C.B.: 22 cm, Unit I/II
MC02-01-02	northern	17°02'	126°00'	4,620	55.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC02-01-04	northern	16°12'	130°49'	4,512	47.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC02-01-05	northern	16°40'	133°32'	4,777	36.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC02-02-02	middle	10°30'	135°00'	4,876	45.0	C.B.: 14 cm, Unit I/II
MC02-02-03	middle	10°30'	134°00'	4,843	28.0	C.B.: 15 cm, Unit I/II
MC02-02-04	middle	10°01'	133°00'	5,084	24.0	C.B.: 12 cm, Unit I/II
MC02-02-05	middle	10°30'	131°20'	5,029	34.0	C.B.: 12 cm, Unit I/II
MC02-02-06	middle	10°39'	129°28'	4,799	30.0	C.B.: 16 cm, Unit I/II

C.B.: Color Boundary

다. 직경 1.0 cm, 높이 0.88 cm의 베인을 이용하여 30°/min (0.0167 rad/sec)의 회전속도로 측정하였다. 전단강도 측정방법에 관한 설명은(과학기술처, 1998; 지등, 2004 예정)에 상세히 기술되어 있다. 전단강도 측정 후 실험실 분석을 위해 밀봉 비닐봉지에 깊이 2 cm 간격으로 부시료(sub-sample)를 채취하였다.

입도분석은 약 10 g의 퇴적물을 3-4 일간 증류수로 반복 · 세척하여 염분을 제거한 후 하였으며, 0.5% 과산화수소수로 유기물을 제거하고 탄산염은 제거하지 않은 상태에서 균일하게 분산시킨 후 자동입도분석기(Master Sizer)를 이용하여 분석하였다(해양수산부, 1998).

함수율(% dry weight)은 약 30 g의 젖은 시료를 110°C로 24시간 동안 건조기(oven)에서 완전 건조시키고 건조통(desiccator)에서 실온으로 24시간 보관한 후, 무게를 0.0001 g까지 평량하여 계산(% water content = 100×(wet wt.-dry wt.)/dry wt.)하였다. 퇴적물의 전밀도와 공극율을 정확히 계산하기 위하여 미국 Micromeritic사의 자동 밀도 측정기(AccuPyc 1330 Pycnometer)를 사용하여 함수율 측정에 이용된 건조 퇴적물 시료 입자의 비중(grain density, specific gravity)을 측정하였으며, 입자의 비중과 함수율을 이용하여 시료가 해수에 100% 포화되어 있다는 가정 하에 전밀도(wet bulk density)와 공극율(porosity)을 분석하였다.

4. 결 과

연구지역 퇴적물의 전단강도는 대부분 정점에서 표층에서 하부로 내려가면서 증가한다. 평균적으로 표층 1 cm 깊이에서는 1 kPa 미만의 낮은 전단강도 값을 보이지만, 퇴적층 하부로 가면서 지속적으로 증가하여 13 cm 깊이에서는 평균 7.0 kPa까지 증가한다. 그 하부의 13 cm에서 40 cm까지는 평균 6.6 kPa (5.9-7.2 kPa)로 일정한 값을 유지한다(Fig. 2-A). 즉 준액상 상태의 최상부는 미고화 상태(under consolidated state)이나, 퇴적층 깊이 10cm 이하의 하부는 단단한 상태다(Fig. 2-A).

전체 연구지역 퇴적물의 깊이별 전단강도 평균값을 0-13 cm 깊이(식 1)와 13-40 cm 깊이(식 2)를 나누어 선형 회귀식(linear regression)으로 나타내면 다음과 같다(Fig. 2-B).

깊이별 전단강도 평균값

$$= (\sum \text{심도별 측정값}) / \text{전체 측정}$$

$$\text{전단강도(kPa)} = 0.41 + 0.50 \times \text{퇴적깊이(cm)},$$

$$\text{상관계수} = 0.99 \quad (\text{식 1})$$

$$\text{전단강도(kPa)} = 7.17 - 0.02 \times \text{퇴적깊이(cm)},$$

$$\text{상관계수} = 0.22 \quad (\text{식 2})$$

퇴적물 0-13 cm 깊이의 평균값에서 구한 식 1은 상관계수 0.99로 매우 높은 상관관계를 보인다. 그러나 이는 전단강도의 평균값에 의한 상관계수이며, 실제 69 개 코어시료에서 측정된 코어별, 퇴적 깊이별 전단강도는 그림 2-A에서 도시된 바와 같이 분산이 매우 심하다. 또한 퇴적물 13-40 cm 깊이의 평균값에서 구한 식 2의 경우 깊이에 따른 평균 전단강도의 변화가 매우 적으므로 낮은 상관관계를 보인다.

연구지역 북부에서 채취된 원양성 적점토 시료(평균 깊이: 0-35 cm)의 평균 전단강도는 4.4 kPa(2.8-10.5

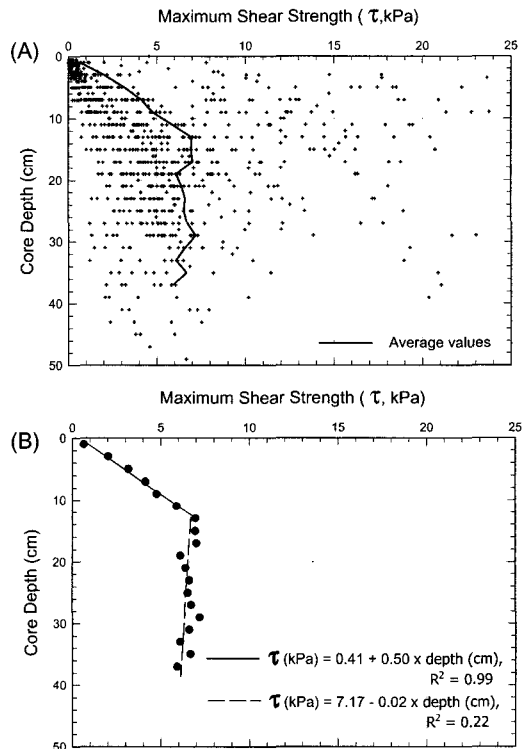
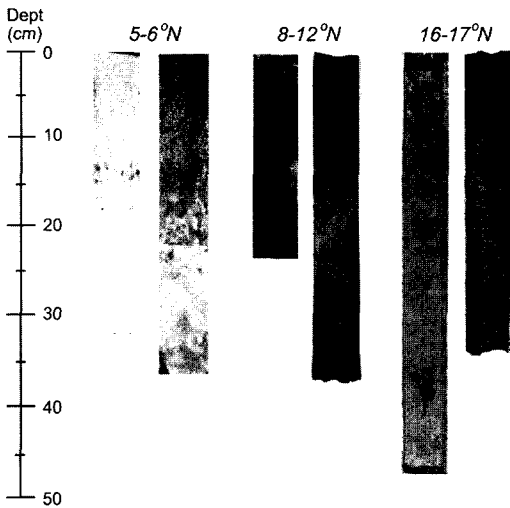


Fig. 2. Core log of maximum shear strengths of sediments, measured by motorized vane. (A) Plot of shear strengths of all the studied sediments against depth. The solid line represents the values averaged at a 2 cm interval. (B) Plot of average shear strengths taken from (A) against depth. Regression lines were drawn for the top (<13 cm) and bottom sediments(>13 cm). The measured maximum shear strengths of the top sediments increases rapidly with depth up to 13 cm, while those of the bottom sediments are rather uniform and vary in a narrow range.

**Table 2.** Average values of maximum shear strength, residual shear strength, sensitivity (max. s.s./ max. s.s. ratio), mean grain size, water content, grain density, bulk density, and porosity of surface sediment according to sediment types in study area.

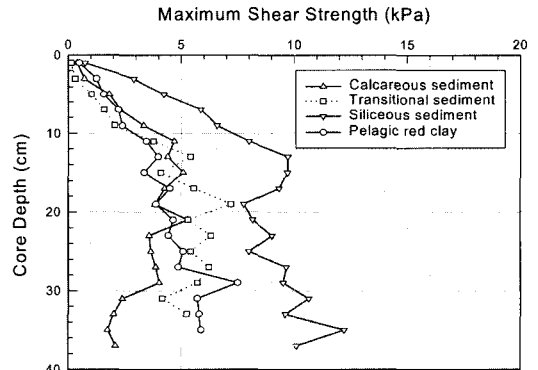
Type of Sediment	Pelagic red clay	Siliceous sediment	Transitional sediment	Calcareous sediment
Area	134-125°W 16-17°N	136-128°W 9-12°N	131.5°W 7-7.5°N	131.5°W 5-6°N
Average core depth(cm)	35	26	30	34
Number of cores	11	41	3	4
Maximum shear strength(kPa)	4.4 (2.8-10.5)	6.3 (1.6-15.1)	3.8 (3.1-5.2)	3.4 (2.2-4.5)
Residual shear strength(kPa)	1.8 (1.2-2.8)	1.9 (0.6-5.9)	1.2 (0.9-1.6)	0.6 (0.3-0.9)
Max./Res. ratio	2.42 (2.02-3.73)	3.66 (2.31-6.82)	3.32 (3.16-3.45)	5.84 (4.87-7.94)
Mean grain size(μm)	4.8 (3.8-8.2)	16.6 (7.2-31.5)	22.4 (13.9-29.8)	13.3 (10.9-15.5)
Water Content(%)	145 (124-174)	282 (206-415)	238 (180-345)	88 (83-94)
Grain density(g/cm <sup>3</sup> )	2.59 (2.56-2.65)	2.42 (2.31-2.54)	2.49 (2.40-2.53)	2.64 (2.63-2.65)
Bulk density(g/cm <sup>3</sup> )	1.37 (1.34-1.41)	1.22 (1.15-1.26)	1.27 (1.19-1.32)	1.52 (1.50-1.54)
Porosity(%)	78.3 (75.9-80.8)	86.6 (82.4-90.4)	83.8 (80.4-88.4)	69.6 (68.5-71.1)

Comments: \_\_\_\_\_ average value,  
( - ) range; minimum-maximum



**Fig. 3.** Photographs of core sections from the multiple corer showing the boundaries between the upper section of homogeneous and semi-liquid layer and the lower section of highly burrowed and consolidated layer in the middle area (8-12°N). In comparison, color change boundaries are absent in the northern area (16-17°N) and southern area (5-6°N).

kPa)로 측정되었으며(Table 2), 시료의 절개면은 상부에서 하부까지 층의 구분 없이 균질한 퇴적상을 보였다(Fig. 3). 퇴적 깊이별로 살펴보면 표층에서 40 cm



**Fig. 4.** Depth profiles of average shear strength according to sediment type.

깊이까지 0.5 kPa에서 6 kPa로 완만하게 점진적으로 증가하는 양상을 보인다(Fig 4). 기존에 보고된 원양성 적점토 퇴적층(1-3 m)의 전단강도 자료(AMR and Preussag, 1985/1986; Richards and Parks, 1975)에 비추어 보아 본 연구지역 원양성 적점토 시료의 대부분은 0.5-3 m 이하의 깊이에서도 전단강도의 급격한 증가는 없을 것으로 판단된다.

중부 연구지역 규질 퇴적물(평균깊이: 0-26 cm)의 평균 전단강도는 6.3 kPa(1.6-15.1 kPa)로 측정되었다(Table 2). 규질 퇴적물은 대부분 준액상(semi-liquid) 상태를 보이는 매우 연성인 상부층(Unit I)과 단단하게

고화된 하부층(Unit II 또는 Unit III)으로 뚜렷이 구분된다(Fig. 3). 따라서 전단강도는 평균적으로 표층에서 1 kPa 미만으로 낮은 값을 보이지만 하부로 가면서 급격히 증가하여 퇴적층 13 cm 깊이에서는 9 kPa 이상으로 높은 값을 보인다. 또한 13 cm 이하의 깊이에서 전단강도는 최하부까지 점진적으로 증가하여 30-40 cm 깊이에서 10 kPa 이상의 높은 값을 보인다(Fig. 4). 기존에 보고된 규질 연니(10-19 kPa)와 방산층 연니(3.5-7 kPa) 퇴적층(1-3 m)의 전단강도 자료(AMR and Preussag, 1985/1986; Richarids and Parks 1975)에 따르면 유사한 특성을 지니고 있는 본 연구지역 규질 퇴적물 시료의 대부분은 0.5-3 m 이하의 깊이에서도 7 kPa 이상의 높은 전단강도를 보일 것으로 판단된다.

전동베인으로 측정된 잔류강도는 퇴적물이 최대 전단강도 값을 나타낸 이후에 퇴적물 조직이 파괴된 상태에서 일정한 값으로 잔류하는 강도를 의미한다. 규질 퇴적물의 전단강도는 평균 6.3 kPa로 원양성 적점토의 평균값 4.4 kPa에 비하여 월등히 높음에도 불구하고 규질 퇴적물의 잔류강도는 평균 1.9 kPa로 원양성 적점토(1.8 kPa)에 비하여 높지 않은 값을 보인다(Table 2). 따라서 규질 퇴적물의 경우, 전단강도와 잔류강도의 비를 나타내는 민감도(sensitivity)는 3.66이며, 원양성 적점토는 2.42로 측정되었다(Table 2). 민감도가 높을수록 퇴적물은 고화되어 있는 상태임을 뜻한다. 즉 퇴적물 조직이 파괴되기 이전(undisturbed state)에는 높은 강도를 보이지만 파괴된 이후(disturbed state)의 강도가 낮아 파괴되기 전후의 강도 차이가 매우 큰 것을 의미한다. 반면에 낮은 민감도는 퇴적물이 고화되어 있지 않은 상태임을 뜻한다. 퇴적물 조직이 파괴되기 이전과 파괴 후의 강도가 차이가 적은 것을 의미한다. 낮은 민감도의 대표적인 예로 벤토나이트와 물을 섞어 제조한 벤토나이트 혼합물(인공퇴적물)의 경우, 민감도는 1.6으로(최 등, 2003) 고화되지 않은 특성을 나타낸다. 결론적으로 연구지역 퇴적물의 잔류강도와 민감도로 판단할 때 규질 퇴적물은 원양성 적점토에 비하여 고화되어 있음이 파악되었다.

연구지역 남부에서 채취된 탄산질 퇴적물 상부 34 cm까지의 평균 전단강도는 3.4 kPa(2.2-4.5 kPa)로 측정되었다(Table 2). 일반적으로 퇴적물의 전단강도는 탄산질 입자의 함량이 높으면 퇴적물의 고화를 촉진시켜 미고화된 퇴적물의 전단강도를 증가시키는 것으로 알려져 있으나(Kenter and Schlager, 1989) 남부지역의 탄산질 퇴적물은 100% 이하의 낮은 함수율과 70%의 낮은 공극율에서도 평균 3.4 kPa의 낮은 값을 보인다

(Table 2). 탄산질 퇴적물은 퇴적층 10 cm 이하의 깊이에서 다소 예외적인 현상이 나타난다. 즉 해양 퇴적물은 깊이가 증가함에 따라 함수율이 감소하고 전단강도가 증가하는 것이 일반적인 특징(Moore, 1962; Inderbitzen, 1970; Bennett *et al.*, 1980; Tsurusaki *et al.*, 1994)이지만 연구지역 탄산질 퇴적물의 전단강도는 퇴적층 10-20 cm 깊이에서 4-5 kPa 값을 보이며, 하부로 가면서 전단강도는 점차 낮아져서 40 cm 깊이에서는 2 kPa로 낮아진다(Fig. 4). AMR과 Preussag(1985/1986), Richarids와 Parks(1975)는 C-C 지역에서 채취된 1-3 m 깊이 탄산질 연니 퇴적층의 전단강도를 14-17 kPa와 6-11 kPa로 보고하였다. 이에 근거할 때, 본 연구지역 탄산질 퇴적물 시료도 1-3 m 이하의 깊이에서 높은 전단강도 값을 보일 것으로 예상된다.

전이지역(북위 7-7.5°) 퇴적물의 평균 전단강도는 표층에서 약 30cm 깊이까지는 3.8 kPa(3.1-5.2 kPa)로 탄산질 퇴적물과 규질 퇴적물의 중간 값을 보인다(Table 2). 퇴적 깊이별 평균 전단강도는 표층에서 10 cm 깊이까지 0.1 kPa에서 2 kPa로 완만하게 증가하지만 10 cm를 경계로 급격히 증가하여 10-30 cm 깊이에서는 평균 5.6 kPa 값을 보인다(Fig. 4).

## 5. 고찰

### 5.1. 원양성 적점토

북부지역의 원양성 적점토에서 측정된 결과와 마찬가지로 연성의 해양퇴적물에서 일반적으로 관찰되는 퇴적층 깊이의 증가에 따라 함수율이 감소하고 전단강도가 완만하게 증가하는 현상은 이미 많은 학자들이 보고하였다(Moore, 1962; Inderbitzen, 1970; Bennett *et al.*, 1980; Tsurusaki *et al.*, 1994). 채취된 원양성 적점토 시료들은 표층에서 하부(50 cm)까지 상부층(Unit D)과 하부층(Unit II, Unit III)의 퇴적층간의 구분이 없고, 연성을 띠는 붉은 갈색의 Unit I 층으로 균질한 양상을 보인다(Fig. 3). 원양성 적점토에서 관찰되는 깊이 증가에 따른 전단강도의 완만하고 점진적인 증가는 깊이에 따라 일정하게 감소하는 함수율의 변화와도 잘 일치한다(지, 2003). 이러한 특성은 퇴적물의 연령과 조직을 반영한 것으로(Keller and Yincan, 1985; Lee *et al.*, 1987), 전단강도의 증가는 일반적인 고화과정에 따른 함수율의 감소에 의한 결과로(Baraza *et al.*, 1992) 설명된다.

결론적으로 원양성 적점토가 낮은 전단강도를 보이는 이유는 퇴적결층이 나타나지 않고 연성의 균질한

Unit I 층으로만 구성되어 있으므로 고화되지 않았기 때문이다. 따라서 대부분의 원양성 적점토의 하부층(35 cm)은 평균적으로 단단하게 고화된 규질 퇴적물의 하부층(26 cm) 보다 낮은 연령을 지니고 있는 것으로 판단된다. 이러한 사실은 낮은 퇴적율을 보이는 C-C지역의 북쪽지역의 퇴적물은 제 4기층에서 후기 플라이오신 시기(약 3.4 Ma)의 연령을 지니며, 반면에 남쪽지역의 표층퇴적물은 후기 마이오신(약 8 Ma)까지의 연령을 보인다는 Thetis(1992)의 보고로 뒷받침된다.

## 5.2. 규질퇴적물

C-C지역에서 규질 퇴적물이 분포하고 있는 지역은 개발의 대상이 되는 고품위의 속성기원 망간단괴가 고밀도로 분포하기 때문에(Thetis, 1992) 규질 퇴적물의 지표특성과 지질공학적 특성은 매우 중요하며, 따라서 다른 유형의 퇴적물에 비해 가장 많은 연구가 이루어졌다. 중부연구지역에서 채취된 규질 퇴적물의 평균 전단강도는 6.3 kPa로 여러 유형의 퇴적물에 비해 월등히 단단하게 고화된 특징을 보였다. 또한 특징적으로 다른 유형의 퇴적물들과는 달리 규질 퇴적물은 대부분 준액상 상태를 보이는 매우 균질한 상부층(Unit I)과 생물교란 흔적이 많고 고화된 하부층(Unit II 또는 Unit III)으로 뚜렷이 구분되었다. 이러한 특징을 갖는 규질 퇴적물에서 나타나는 전단강도 변화의 가장 큰 요인은 퇴적 결층의 존재 유무로 판단된다.

과고화 상태를 보이는 대부분의 퇴적물은 연성의 상부퇴적물의 침식작용과 연관되어 있는 것으로 알려져 있다(Tisort, 1981). 연구 지역의 방산층과  $^{10}\text{Be}$  연구, 그리고 자기이력 특성 연구 결과(박과 김, 1999; Craig, 1979; Park *et al.*, 2000; von Stackelberg, 1979)에 의하면 이들 퇴적물의 Unit I은 제 4기에 속하는 약 0.21 Ma의 연령을 가지며, Unit II는 제 4기 중 0.42 Ma 보다 젊은 층이며, Unit III는 후기 에오세 보다 오래되지 않는 제 3기층으로 C-C 지역의 망간단괴 형성시기인 올리고세와 마이오세 사이(Knoop *et al.*, 1998)에 퇴적된 것으로 Unit III과 그 위의 층간에는 최소한 300만년 이상의 퇴적결층이 있는 것으로 알려져 있다.

한편, C-C지역에 유입되는 저층해류는 남극저층수(Antarctica Bottom Water)에서 기원된 것으로, 남극저층수가 북상하여 Samoan Passage를 통과한 후, 중앙태평양에서 동쪽으로 분지하여 Line Island Ridge를 이루는 해저산 골들을 따라 가속되어 유입되는 것으로 보고 있다(Edmond *et al.*, 1971; Mantyla, 1975;

Volet *et al.*, 1980). DOMES지역에서 관찰된 저층해류 자료에 의하면, 유속은 4-5 cm/sec로 미약하고 방향도 일정치 않지만, 주변지역의 음파탐사기록 및 Deep Sea Drilling Project (DSDP)의 코어 자료에 의하면(Keller and Barron, 1983) 과거 지질시대를 통하여 저층해류가 간헐적으로 활발히 작용하였음을 시사한다. 특히 마이오세-플라이오세 시기에는 저층해류의 영향으로 퇴적물의 혼합과 퇴적층의 침식이 수반되어 다양한 형태의 해저면 및 퇴적결층을 형성하였다(Hayes *et al.*, 1969; Johnson, 1972). 따라서 이러한 불규칙한 특징들은 저층 해류와 지형경사도에 의해 조절되는 퇴적물 침식과 지역적인 이동의 결과로 알려져 있다(van Andel *et al.*, 1975; Piper *et al.*, 1977). 결과적으로 상당한 깊이까지 매몰되었던 고화된 퇴적층은 마이오세-플라이오세 시기에 강화되었던 남극 저층 해류에 의해 침식되어 해저면으로 노출되었으며, 노출된 퇴적층의 상부는 현재와 같은 퇴적작용에 의해 준액상 상태의 퇴적층(상부 10 cm 두께)으로 덮인 것으로 판단된다.

일반적으로 해양 퇴적물은 낮은 함수율과 공극율 상태에서 높은 전단강도를 보이는 것이 일반적인 특징이

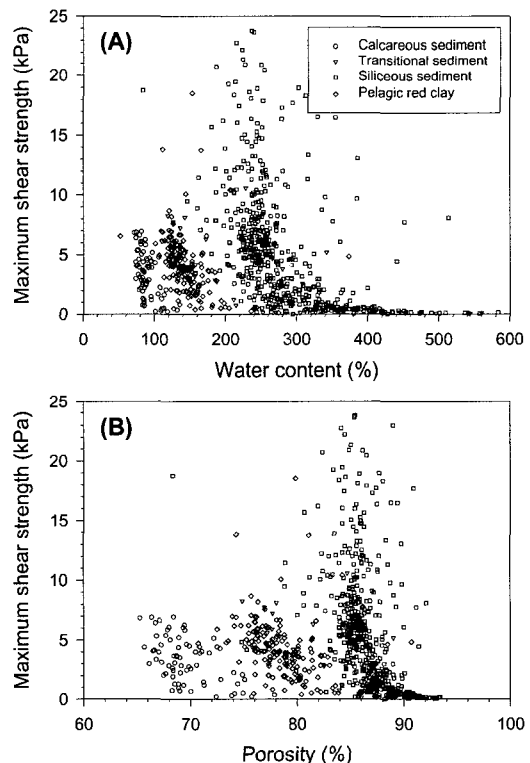


Fig. 5. Plots of maximum shear strength against water content (A), and against porosity (B).



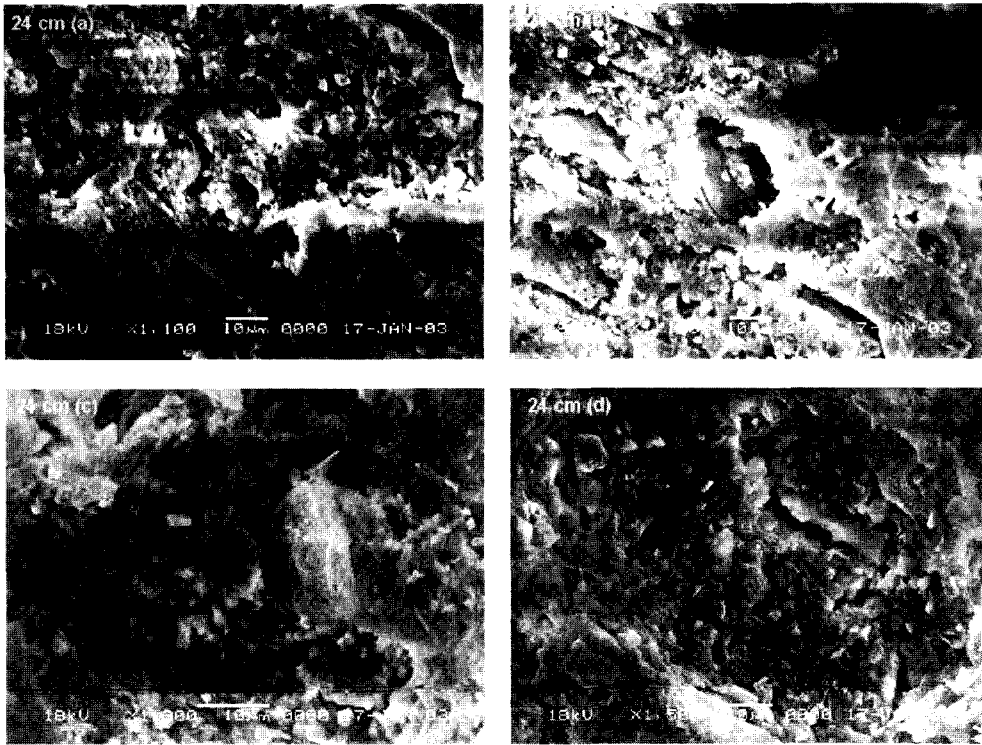


Fig. 6. SEM photographs of undisturbed sediment at 24 cm core depth of MC 98-N10 showing irregular, firm, and porous biogenic component firmly mixed with clay minerals.

지만, 규질 퇴적물의 하부층의 단단하게 고화된 퇴적물들은 높은 함수율(200-300%)과 높은 공극율(83-87%) 상태에서 10 kPa 이상의 높은 전단강도를 보였다(Fig. 5). 이러한 원인은 연구지역 규질퇴적물의 미세구조적 특징에 있음이 Fig. 6의 주사현미경사진을 통하여 확인되었다. 즉 퇴적물 구조는 함수율과 공극율이 높은 성긴 조직으로 구성되어 있지만, 판상의 팽창성 점토광물인 스멕타이트와 입자의 내부에 공극이 크고, 불규칙한 형태를 갖는, 단단한 생물기원의 규질 입자들이 불규칙하게 뒤섞여 단단하게 고화되어 있기 때문이다.

10 cm 깊이 이상의 퇴적층에서 전단강도가 불규칙하게 증가하는 것은 생물교란작용에 원인이 있으며(Grupe *et al.*, 2001), 퇴적물(10-20 cm)에 서식하는 저서생물들의 활동은 경우에 따라 입자들을 뭉치게 하는 효과(cementing effect)와 퇴적물 전단강도를 감소시키는 양면 효과가 있는 것으로 알려져 있다(Lambert *et al.*, 1985). 하지만 동일한 코어에서 반복 측정한 결과, 연구지역 규질 퇴적물에서 발견되는 생물교란 흔적은 모두 퇴적물의 전단강도를 감소시키며,

단단하게 고화된 퇴적층에서 생물교란 흔적이 크고 뚜렷한 경우, 전단강도는 38-53%까지 감소됨이 확인되었다(Fig. 7).

### 5.3. 탄산질 퇴적물

탄산질 퇴적물이 발견되는 지역에는 주요 관심대상인 망간단괴가 분포하지 않으므로(Thetis, 1992; 지 등, 2000) 이에 대한 전단강도 특성에 대한 연구는 부족한 실정이다. 탄산질 퇴적물이 발견되는 지역은 북위 5-6도 지역이며, 이 지역은 적도 고생산대 부근에 위치하여 수층 기초생산성(400 mgC/m<sup>2</sup>/day)이 높아 수층으로부터 다량의 생물기원 물질이 해지면으로 공급된다. 또한, 이 지역은 평균수심이 약 4,100 m로 C-C 지역의 탄산염 보상심도인 4,400-4,500 m(Piper *et al.*, 1979; Chester, 1990)보다 얕기 때문에 탄산염 입자들이 용해되지 않고 지속적으로 퇴적되므로 규질 퇴적물과 원양성 적점토분포 지역에 비하여 월등히 높은 퇴적율(1.5 mm/kyr)을 보인다(지, 2003). 퇴적물은 낮은 함수율(88%), 공극율(69.6%), 그리고 높은 입자 밀도(2.64 g/cm<sup>3</sup>)와 전밀도(1.52 g/cm<sup>3</sup>)를 보였다. 일반적인

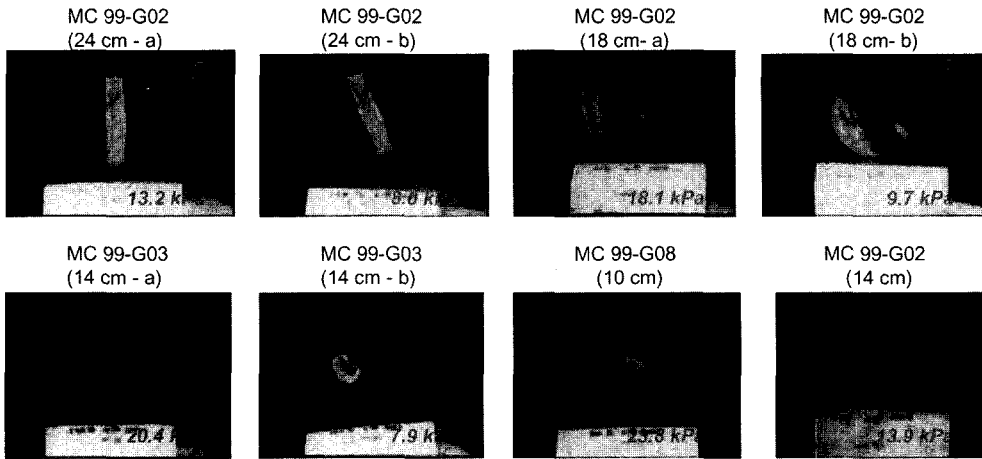


Fig. 7. The cross cutting faces of consolidated sediment cores showing the influence of burrowing organisms (bioturbation).

로 퇴적물의 함수율이 낮을수록 전단강도는 높은 값을 보이며(Inderbitzen, 1970), 탄산질 입자의 함량이 높으면 퇴적물의 고화를 촉진시켜 미고화된 퇴적물의 전단강도를 증가시키는 것으로 알려져 있으나(Kenter and Schlager, 1989) 탄산질 퇴적물은 100% 이하의 낮은 함수율과 70%의 낮은 공극율에서도 평균 3.4 kPa의 낮은 값을 보였다. 이러한 현상은 퇴적물이 높으면 전단강도는 낮아진다는 Inderbitzen(1970)의 보고로 설명된다. 또한 전단강도와 잔류강도의 비를 나타내는 민감도는 평균 5.84로 적은 충격에도 쉽게 퇴적물 조직이 파괴되는 특성을 보인다.

특징적으로 탄산질 퇴적물의 전단강도는 퇴적층 10 cm 이하의 깊이에서 예외적인 현상이 나타난다. 즉 해양 퇴적물은 깊이가 증가함에 따라 함수율이 감소하고 전단강도가 증가하는 것이 일반적인 특징(Moore, 1962; Inderbitzen, 1970; Bennett *et al.*, 1980; Tsurusaki *et al.*, 1994)이지만 연구지역 탄산질 퇴적물의 전단강도는 퇴적층 10-20 cm 깊이에서 4-5 kPa 값을 보이며, 하부로 가면서 점차 낮아져서 40 cm 깊이에서는 2 kPa로 낮아진다(Fig. 3). 전단강도 측정 결과로만 볼 때, 퇴적층 하부(20-40 cm)의 퇴적물은 상부(0-10 cm)보다 높았던 것으로 추정할 수 있다.

5.4. 전이 퇴적물

전이 퇴적물이 분포하는 연구지역은 서경 131.5도 선상에 위치한 북위 7-7.5도 지역이다. 이 지역은 적도 고생산대의 끝부분에 위치하므로 수층의 기초생산성은 높으며, 수심은 탄산염 보습심도보다 깊은 수심으로 약 4,500m에서 약 5,000m로 급격히 깊어지는 지역이다.

따라서 수층으로부터 유입되는 탄산질 퇴적물이 용해되기 시작하므로, 퇴적율은 북위 5-6도 지역보다 낮고 북위 9도 이상의 중부연구지역보다는 월등히 높다(지등, 2000). 따라서 북위 7도에서는 탄산질 입자들의 용해에 의해 탄산질 입자의 함량은 49%로 낮아지며, 수심이 더욱 깊어지는 북위 7.5도에서는 9%로 급격히 감소한다(지, 2003). 상대적으로 규질입자의 함량이 높아지므로 오팔 함량(opal %)은 북위 7도에서 8.5%를 보이고 북위 8도까지 17.6%로 점차 증가 한다(지, 2003). 분석결과, 함수율(238%), 공극율(83.8%), 입자 밀도(2.49 g/cm<sup>3</sup>), 전밀도(1.27 g/cm<sup>3</sup>), 액성한계(128%), 소성한계(55%), 활성도(2.17), 그리고 평균 전단강도 3.8 kPa, 퇴적 깊이에 따른 전단강도 변화 등 모든 특성들은 탄산질 퇴적물과 규질 퇴적물의 중간적 특성을 보였다. 전이퇴적물에서 측정된 특성들이 탄산질 퇴적물과 규질 퇴적물의 중간적 특성을 보이는 현상을 감안할 때, 퇴적물을 구성하고 있는 주 구성입자의 종류와 성분이 전단강도 특성을 결정하는 중요한 요소로 판단된다.

6. 결 론

퇴적물의 전단강도 특성은 북부지역의 원양성 적점토, 중부지역의 규질 퇴적물, 남부지역의 탄산질 퇴적물 등 분포하고 있는 퇴적물 종류에 따라 뚜렷한 차이를 보인다.

즉, 원양성 적점토의 평균 전단강도는 4.4 kPa로 낮으며, 퇴적깊이에 따라 완만하게 점진적으로 증가한다. 반면에 규질 퇴적물의 평균 전단강도는 6.3 kPa로 가장

높으며, 퇴적 깊이에 따라 급격히 증가한다. 탄산질 퇴적물의 평균 전단강도는 3.4 kPa로 가장 낮으며, 수직적으로 표층에서 20 cm 까지 점진적으로 증가하나 하부에서는 점차 감소한다. 전이 퇴적물의 전단강도는 3.8 kPa 이며, 퇴적 깊이에 따른 수직적 변화도 탄산질 퇴적물과 규질퇴적물 변화의 중간적 위치에서 증가한다.

북부지역 원양성 적점토는 퇴적결층이 존재하지 않고 상부층과 하부층의 구분없이 균질하며 퇴적층 하부로 가면서 완만한 전단강도 증가를 보인다. 이는 일반적인 고화 과정에 의한 함수율 감소에 의한 결과로 해석된다.

중부지역 규질퇴적물에서 나타나는 전단강도의 급격한 변화는 퇴적결층과 연관되어 있으며, 이는 고해양 시대에 강화되었던 남극 저층 해류에 의해 상당한 깊이까지 매몰되었던 고화된 퇴적층이 침식되어 해저면으로 노출되었으며, 그 후 침식된 퇴적층의 상부는 현재와 같은 퇴적작용에 의해 준액상 상태의 퇴적층(상부 10cm 두께)으로 덮인 것으로 설명된다.

규질 퇴적물의 하부층이 높은 함수율(200-300%)과 높은 공극율(83-87%) 상태에서 10 kPa 이상의 높은 전단강도를 보이는 원인은 퇴적층 구조가 성긴 조직이지만, 판상의 팽창성 점토광물인 smectite와 공극이 크고, 불규칙한 형태를 갖는, 단단한 생물기원의 규질 입자들이 불규칙하게 뒤섞여 단단하게 고화되어 있는 미세 구조적 특징 때문이다. 또한 단단하게 고화된 규질 퇴적물에서 발견되는 대형 생물교란 흔적은 전단강도를 38-53%까지 감소시킨다.

남부지역 탄산질 퇴적물이 100% 이하의 낮은 함수율과 70%의 낮은 공극율, 그리고 탄산질입자의 함량이 높은 조건하에서도 가장 낮은 전단강도를 보이는 이유는 타지역에 비해 퇴적물이 월등히 높기 때문이다.

전이퇴적물에서 측정된 전단강도를 포함한 물리적 특성들이 탄산질 퇴적물과 규질 퇴적물의 중간적 특성을 보이는 현상을 감안할 때, 퇴적물을 구성하고 있는 주 구성입자의 종류와 성분이 전단강도 특성을 결정하는 중요한 요소로 판단된다.

## 사 사

연구에 도움을 주신 한국해양연구원 심해저자원연구소 센터 연구원 여러분과 온누리호 승무원 여러분께 감사드립니다. 또한 세밀한 심사와 교정에 시간을 내주신 두 분의 심사위원께 진심으로 감사드립니다. 이 연구는 1997년부터, 2003년까지 수행된 심해저광물자원 개발사업(해양수산부)의 지원을 받아 수행되었습니다.

## 참고문헌

- 과학기술처 (1998) 심해저 광물자원 개발기술 및 환경보전 연구 (1). 과학기술처 보고서 BSPN 96331-00-1025-7, 335p.
- 박정희, 김기현 (1999) 북동태평양 KODOS-97 지역 주상 퇴적물의 층서 및 고해양학적 연구. 한국해양학회지, 4권, p. 50-62.
- 지상범 (2003) 북동태평양 심해저 퇴적물의 지질공학적 특성 및 망간단괴 분포 특성. 인하대학교대학원 박사학위 논문, 185p.
- 지상범, 김기현, 문재운, 이경용, 손승규, 오재경 (2000) 북동태평양 KODOS 지역 심해저 퇴적물의 지질공학적 특성. 한국해양학회지, 5권, p. 320-334.
- 지상범, 박정기, 손승규, 이경용, 이현복 (2004) 북동태평양 양 심해저 퇴적물의 배인 전단강도 측정에 관한 연구. 자원환경지질, (인쇄중)
- 최중수, 홍섭, 김형우, 이태희 (2003) 해저 연약지반 주행 성능 실험기법 연구 (II): 직진주행성능시험. 한국해양공학회 춘계학술대회 논문집, p. 116-120.
- 해양수산부 (1998) 심해저 광물자원 탐사 보고서(1). 해양수산부 보고서 BSPM98001-01-1117-7, 1209p.
- Almagor, G. (1982) Marine geotechnical studies at continental margins (a review - Part I). Applied Ocean Res., v. 4, p. 92-98.
- AMR/Preussag (1985/1986) Geotechnical properties of surface sediment in the CCZ, unpublished report (in German).
- Baltzer, A., Cochonat, P., and Piper, D.J.W. (1994) In situ geotechnical characterization of sediments on the Nova Scotian Slope, eastern Canadian continental margin. Mar. Geol., v. 120, p. 291-308.
- Baraza, J., Ercilla, G. and Lee, H.J. (1992) Geotechnical properties and preliminary assessment of sediment stability on the continental slope of the Northwestern Alboran Sea. Geo-marine Letters, v. 12, p. 150-156.
- Bennett, R.H., Freeland, G.L., Lambert, D.N., Sawyer, W.B. and Keller, G.H. (1980) Geotechnical properties of surficial sediments in a mega-corridor: U.S. Atlantic continental slope, rise, and deep-sea basin. Mar. Geol., v. 38, p. 123-140.
- Berger, W.H., Adeleck, C.G. and Mayer, L.A. (1976) Distribution of carbonate in surface sediment of the Pacific Ocean. J. Geophys. Res., v. 81, p. 2617-2627.
- Chester, R. (1990) Marine geochemistry. Unwin Press, London, 698p.
- Craig, J.D. (1979) Geological investigation of the equatorial north Pacific seafloor : a discussion of sediment redistribution. In: Bischoff, J.L. and Piper, D.Z.(ed) Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. Plenum Press, New York, p. 529-557.
- Edmond, J.M., Chung, Y.C. and Sclater, J.G. (1971) Pacific bottom water: penetration east around Hawaii. J. Geophys. Res., v. 76, p. 8089-8097.
- Francheteau, J., Harrison, C.G.A., Sclater, J.G. and Richards. M.L. (1979) Magnetization of Pacific seamounts: A preliminary polar curve for the northeastern Pacific. J. Geophys. Res., v. 75, p. 2035-2062.
- Grupe, B., Becker, H.J. and Oebius, H.U. (2001) Geotechnical and sedimentological investigations of deep-

- sea sediments from a manganese nodule field of the Peru Basin. *Deep-sea Research II*, v. 48, p. 3593-3608.
- Hagerty, R. (1974) Usefulness of spade cores for geotechnical studies and some results from the northeast Pacific. In Inderbitzen, A.L.(ed) *Deep-Sea sediments: physical and mechanical properties*. Plenum Press, New York, p. 169-186.
- Hayes, J.D., Saito, T., Opdyke, N.D. and Bruckle, L.H. (1969) Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 80, p. 1481-1514.
- Herron, E.M. (1972) Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, p. 1671-1692.
- Hirst, T.J. and Richird, A.F. (1975) Analysis of deep-sea nodule mining - seafloor interaction, Off. Tech. Conf., No. OTC 2241, Dallas
- Horn, D.R., Horn, B.M. and Delach, M.N. (1973) Copper and Nickel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to properties of the substrate. In Morgenstein, M.(ed) *The Origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration*. Hawaii Inst, Geophysics, Honolulu. p. 77-83.
- Inderbitzen, A.L. (1970) Empirical relationships between massphysical properties for recent marine sediments off Southern California. *Mar. Geol.*, v. 9, p. 311-329.
- Johnson, D.A. (1972) Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, p. 3121-3144.
- Keller, G. and Barron, J.A. (1983) Paleooceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 94, p. 590-613.
- Keller, G.H. and Yincan, Y. (1985) Geotechnical properties of surface and near-surface deposits in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, v. 4, p. 159-174.
- Kennett, J.P. (1982) *Marine geology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 813p.
- Kenter, J.A.M. and Schlager, W. (1989) A comparison of Shear Strength in calcareous and siliciclastic marine sediments. *Mar. Geol.*, v. 88, p. 145-152.
- Knoop PA., Owen, R.M. and Morgan, C.L. (1998) Regional variability in ferromanganese nodule composition: northeastern tropical Pacific Ocean. *Mar. Geol.*, v. 147, p. 1-12.
- Lambert, D.N., Valent, P.J., Richardson, M.D. and Merrill, G.F. (1985) Spatial variability in selected geotechnical property measurements from three sedimentary provinces in the Venezuela Basin. *Mar. Geol.*, v. 68, p. 107-123.
- Lee, H.J., Chough, S.K., Jeong, K.S. and Han, S.J. (1987) Geotechnical properties of sediment cores from Southeastern Yellow Sea: Effects of depositional process. *Mar. Geotechnol.* v. 7, p. 37-52.
- Lisitzin, A.P. (1972) Sedimentation in the world ocean. *SEPM Spec. Publ.*, v. 17, 218p.
- Mantyla, A.W. (1975) On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, v. 33, p. 341-354.
- Moore, D.G. (1962) Bearing strength and other physical properties of some shallow and deep-sea sediments from the North Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 73, p. 1163-1166.
- Muller, P.J. and Mangani, A. (1980) Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese nodule belt dated by Th-230 and Pa-231. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 51, p. 94-114.
- Noorany, I. and Fuller, T. (1982) Soil-machine interaction studies for manganese nodule mining. In: OTC 4261, *Offshore Technology Conference Proceedings*, p. 445-456.
- Oebius, H.U., Becker, H.J., Rolinski, S. and Jankowski, J.A. (2001) Parametrization and evaluation of marine environmental impacts produced by deep-sea manganese nodule mining. *Deep-sea research II*. v. 48, p. 3453-3467.
- Park, C.K., Doh, S.J., Suk, D.W. and Kim, K.H. (2000) Sedimentary fabric on deep-sea sediments from KODOS area in the eastern Pacific. *Mar. Geol.*, v. 171, p. 115-126.
- Piper, D.Z., Cannon, W. and Leong, K. (1977) Composition and abundance of ferromanganese nodules at DOMES Sites A, B, and C: relationship with bathymetry and stratigraphy, In Piper, D.Z.(ed), *Deep Ocean Environmental Study: Geology and Geochemistry of DOMES A, B, and C, Equatorial Pacific*, USGS Open-File Report. 77-778, Menlo Park, 217p.
- Piper, D.Z., Cook, H.E. and Gardner, J.V. (1979) Lithic and acoustic stratigraphy of the equatorial north Pacific: DOMES sites A, B, and C. In: Bischoff, J.L. and Piper, D.Z.(ed) *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*. Plenum Press, New York, p. 309-348.
- Rawson, M.D. and Ryan, W.B.F. (1978) *Oceanic floor sediment and polymetallic nodules*. World oceanic floor panorama, Lamont-Donerty. Geol. obs., palisades (map).
- Richards, A.F. and Parks, J.M. (1975) Marine geotechnology. In: McCave, I.N.(ed), *Average sediment properties, selected literature and review of consolidation, stability, and bioturbation geotechnical interactions in the benthic boundary layer*, Proceedings of the NATO benthic boundary layer conference: Plenum Press, New York.
- Richards, A.F. and Chaney, R.C. (1981) Present and future geotechnical research needs in deep ocean mining. *Mar. Mining*, v 2, p. 315-337.
- Scalater, J.G., Anderson, R.N. and Bell, M.L. (1971) Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, v 6, p. 7888-7915.
- Theyer, F. (1977) Micropaleontological dating of DOMES project box cores from test areas A and B, tropical Pacific. In: Piper, D.Z.(ed), *Deep ocean environmental study : geology and geochemistry of DOMES sites A, B, and C, equatorial north Pacific*. USGS open-file report 77-778, Menlo Park, 267p.
- Thetis. (1992) *The environmental impact of deep sea mining, section I. Nodules and environment*. ed. by Amann, H., 283p.
- Tisort, J.P. (1981) Analysis of physical and mechanical properties of deep-sea sediments from potential manganese nodule mining areas in the north central Pacific. OTC 4132, *Offshore Technology Conference Proceedings*, p. 139-146.
- Tsurusaki, K., Yamazaki, T. and Handa, K. (1994) Geo-

- technical properties of deep-sea sediments and manganese nodules in the Penrhyn Basin, South Pacific. In Usui A.(ed), Marine Geology, Geophysics and Manganese Nodule Deposits in the Penrhyn Basin, South Pacific. Geological Survey of Japan Cruise Report No. 23, p. 225-240.
- van Andel, Tj.H., Heath, G.R. and Moore Jr., T.C. (1975) Cenozoic History and Paleocyanography of the Central Equatorial Pacific Ocean, Geol. Soc. Am. Mem., v. 143, p. 1-134.
- Volet, J., Pastouret, L. and Vergnaud-Granzzini, C. (1980) Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review. Mar. Geol., v. 34, p. 1-28.
- von Stackelberg, U. (1979) Sedimentation, Hiatus, and Development of Manganese nodules: VALDIVIA Site VA-13/2. Northern Central Pacific p. 529-557. In: Bischoff, J.L. and Piper, D.Z.(ed), Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province. Plenum Press, New York.

---

2003년 12월 23일 원고접수, 2004년 2월 19일 게재승인.