

Article

북동태평양 클라리온-클리퍼톤 지역 심해저 표층 퇴적물의 지질공학적 특성 연구

지상범*¹ · 오재경² · 이현복¹ · 김기현¹

¹한국해양연구원 해양자원연구본부 심해저자원연구센터
(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29
²인하대학교 해양학과
(402-751) 인천광역시 남구 용현동 253번지

A Study on Geotechnical Properties of Deep-sea Sediments in Clarion-Clipperton Fracture Zone of NE Pacific

Sang-Bum Chi*¹, Jae-Kyung Oh², Hyun-bok Lee¹, and Ki-Hyun Kim¹

¹Deep-sea Resources Research Center, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea
²Department of Oceanography,
Inha University, Incheon 402-751, Korea

Abstract : Deep-sea surface sediments were collected using a multiple corer at 20 stations of Clarion-Clipperton fracture zone in the northeast equatorial Pacific to understand latitudinal and longitudinal variations of geotechnical properties. There was a distinct latitudinal variation of geotechnical properties in the study area. The northern sediments showed finer grain size, lower water content and porosity, higher bulk density and specific grain density, lower liquid limits and plastic limits than their southern counterparts. The northern sediments are classified into inorganic clays of low plasticity (fat clays) on plasticity charts and normal to active clay on activity chart, whereas, the southern sediments are classified into fine-grained, highly-plastic, inorganic and biogenic silt or organic clays on plasticity chart and normal to very active clay on activity chart. When shear strength are considered, the northern sediments were found to be in unconsolidated states, while the southern ones to be normal to over-consolidated states. These latitudinal variations in sediment characteristics are likely caused by differences in productivity of surface water that controls sediment compositions, sedimentation rates, and grain solubility.

Key words : 지질공학적 특성(geotechnical properties), 심해퇴적물(deep-sea sediments).

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. 심해저 퇴적물의 지질공학적 연구는 망간단괴의 부존과 연관된 심해저 퇴적과정을 이해하는데 적용되었으며(Craig 1979), 망간단괴 채광기술을 위한 기초자료를 획득하기 위하여 주로 연구되었다(Fuller 1975). 또한 상업생산시 퇴적물 표면에서 망간단괴를 대량으로 채취하게 될 채광장비의

*Corresponding author. E-mail : sbchi@kordi.re.kr

설계 및 운영에 필수 요건이다(Hirst and Richard 1975; Richards and Chaney 1981; Tsurusaki *et al.* 1994). 망간 단괴가 고밀도로 분포하고 있는 심해저는 머지 않아 상업생산에 의해 평형상태가 교란될 것이다(Thiel and Schriever 1993). 따라서 심해저 망간단괴 개발을 위하여 표층 퇴적물의 지질공학적 특성을 포함한 퇴적물에 대한 평가는 채광작업이 시작되기 전에 이루어져야 한다.

해양퇴적물은 구성입자의 크기, 종류, 모양, 조성(composition), 이동 방법(transport mechanism), 그리고 수심과 해류특성을 포함한 환경 조건 등 각각의 요소들(factors)을 포함한 고유의 복잡한 퇴적과정에 의해 형성되어 있다. 특히 심해저 퇴적물은 연근해 퇴적물과는 달리 생물기원의 물질이 주를 이루며, 바람에 의해 유입되는 육성기원의 쇄설성 물질, 해수에서 무기적 침전에 의해 공급되는 물질, 그리고 해저 열수작용에 의해 공급되는 물질 등으로 구성되어 있다(Chester 1990). 심해저에 공급되는 퇴적물질은 해수표층의 생산력, 대기의 운동, 해류, 해수의 화학적 특성에 따라 그 양과 종류가 조절되고 있으며(Brown *et al.* 1989), 또한 연구지역은 퇴적물이 극히 낮은 지역으로 해양지각이 이동함에 따라 발생하는 퇴적환경의 변화를 반영하고 있다(Kennett 1982; Kadko 1985).

따라서 이 논문에서는 연구지역의 전반적인 퇴적환경과 약과 향후 상업생산에 필요한 표층퇴적물(near-surface sediment)의 지표특성(index properties)자료를 제공할 목적으로, 북동태평양 심해저 퇴적물의 지역적 분포 특성과 퇴적 깊이에 따른 수직적 변화를 파악하고, 지역에 따른 지질공학적 특성 차이에 영향을 미치는 주요 퇴적환경 요인들에 관하여 토의하였다.

2. 지역개관

연구지역은 북동태평양 C-C지역의 북쪽에 위치한 N1 지역(133~130°W, 16~17°N)과 N3지역(127~125°W, 16~17°N) 그리고 남쪽에 위치한 B2지역(132~131°W, 10~11°N)과 C1지역(130~128°W, 11~12°N)이다(Fig. 1). C-C지역에는 전체적으로 북북서-남남동 방향의 해저구릉이 약 7~10 km의 간격으로 반복적으로 나타나며, 폭은 약 500 m 정도이고 약 150~300 m 정도의 높이를 보이는 것으로 알려져 있다(van Andel *et al.* 1975; Craig 1979).

N1지역의 수심은 동쪽에서 4,900 m이고 서쪽으로 갈수록 깊어져 5,200 m까지 도달한다. 반면에 N3지역의 수심은 4,300~4,800 m의 변화 폭을 보이며 전반적으로 남쪽 지역보다 북쪽지역이, 그리고 동쪽지역보다 서쪽지역이 더 깊은 수심을 보인다. 또한 N1, N3지역은 B2 지역과 C1지역에 비하여 많은 해저산들이 산재하여 있다. 특히 N3 지역의 북쪽과 서쪽 경계지역에 약 300~400 m 높이

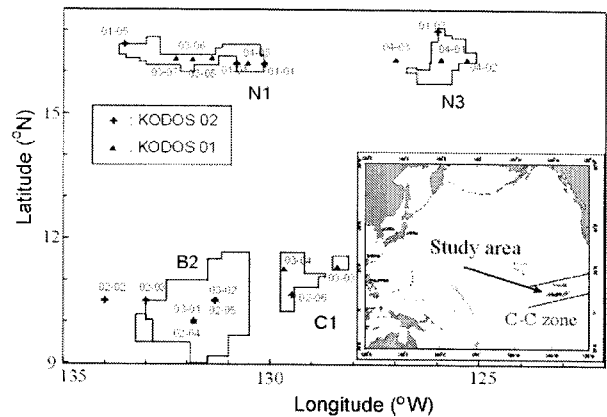


Fig. 1. Surface sediment sampling locations of the Korea-allocated area in Clarion-Clipperton fracture zone of northeastern equatorial Pacific.

의 해저산들이 분포한다. B2지역의 수심의 변화 폭은 4,800~5,300 m로 평균수심 4,900 m 이하의 해저구릉과 5,000 m 이상의 심해계곡이 교대로 나타나며, C1지역의 수심은 4,400~5,200 m의 수심범위로 평균 수심은 약 4,800 m이며, 11°N을 기준으로 북쪽지역이 남쪽지역에 비해 수심이 깊다(해양수산부 2001).

한편 C-C지역의 퇴적율은 0.1 mm/kyr.에서 수 mm/kyr.로 다양하다(Piper and Williamson 1977; Muller and Mangini 1980; 지 등 2000). 지역적으로 다양한 퇴적율의 변화는 남극저층수(Antarctic Bottom Water)의 흐름에 따른 재 퇴적에 의한 차이 때문이다(Johnson and Johnson 1970; Piper and Blueford 1982; Skornyakova and Murdmaa 1992). 클라리온-클리퍼톤 지역에 유입되는 저층해류는 남극저층수(Antarctica Bottom Water)에서 기원된 것으로, 남극저층수가 북상하여 Samoan Passage를 통과한 후, 중앙태평양에서 동쪽으로 이동하여 Line Island Ridge를 이루는 해저산 골들을 따라 가속되어 유입되는 것으로 보고 있다(Edmond *et al.* 1971; Mantyla 1975; Volet *et al.* 1980). 이 남극저층수는 C-C지역 심해저 퇴적물의 재이동, 침식, 재퇴적의 원인이 되는 것으로 알려져 있다(Johnson 1972).

C-C지역 퇴적물의 상부는 간헐적인 강한 해류와 생교란작용에 의해 재퇴적된 것으로 알려져 있다(Jeoung *et al.* 1996; Jung and Lee 1999). 특히 마이오세-플라이토세 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).

한편, 클라리온-클리퍼톤 균열대 표층 퇴적물의 대부분

은 매우 높은 함수율, 낮은 투수율, 높은 전단응력을 갖는 소성이 높은 생물기원의 무기질 실트로 구성된 규질 원양성 점토(siliceous pelagic clay)로 분류되며(Richards and Chnaey 1981), 생물(biogenic), 자생(authigenic) 그리고 육성(terrigenous)기원 퇴적물이 혼재되어 있다(지 등 2000). 퇴적물 입도조성은 실트와 점토가 우세하고(70~90%) 모래와 실트크기의 입자는 대부분 방산충이나 규조류 잔해 및 자생광물로 이루어져 있다(지 등 2000; Jung *et al.* 2001).

3. 연구방법

지질공학적 특성파악을 위해서는 교란되지 않은 표층 시료의 획득이 중요하기 때문에(Hagerty 1974; Almager 1982; Baltzer *et al.* 1994) 시료의 물리적 훼손이 적은 다중 주상시료 채취기(multiple corer, 규격: 직경 0.95 cm, 길이 60 cm, 8개)를 이용하여 총 20개 정점에서 표층 퇴적물 시료를 채취하여 분석하였다(Table 1, Fig. 1). 시료의 채취는 클라리온-클리퍼톤 지역 내에 개발가능성이 높은 지역을 선별하기 위한 심해저자원 개발사업의 일환으로 수행되어 할당광구 중 남쪽지역(B2, C1)과 북쪽지역

(N1, N3)에서 망간단괴가 고밀도로 분포하고 있는 지역에 한정하지 않고 저밀도로 분포하는 지역의 시료도 채취하여 분석하였다.

퇴적물 교란에 가장 민감한 전단강도(shear strength)는 육안 관찰을 통해 물리적으로 손상되지 않은 코어를 선택하여 시료가 선상에 올라오는 즉시 전동베인 시스템(motorized vane system)을 이용하여 코어표층에서 하부로 수직으로 내려가면서 2 cm 간격으로 측정하였다. 전동베인은 독일 Haake사에서 제작된 기본 장치 RV 30(base unit)와 측정기 M5(measuring system)를 이용하였다. 직경 1.0 cm, 높이 0.88 cm의 베인을 이용하여 30°/min(0.0167 rad/sec)의 회전속도로 측정하였다. 전동베인 측정시 획득 자료로부터 최대 토크를 교란되지 않은 전단강도의 최대 값(maximum shear strength)으로 하고 조직이 파괴된 후 토크 값의 변화가 없이 거의 일정한 11~12분 사이의 평균 값을 잔류 전단강도(residual shear strength)로 측정하였다(과학기술처 1998; 지 등 1999). 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% 과산화수

Table 1. Summary of core locations, water depth, core length, and sediment characteristics.

Station number (Area)	Locations		Water depth (m)	Core length (cm)	Remarks
	Latitude (N)	Longitude (W)			
MC 01-03-01 (B2)	10°00'	131°50'	5,081	37.5	C.B.: 15 cm, Unit I/Unit II C.B.: 27 cm, Unit II/Unit III
MC 01-03-02 (B2)	10°30'	131°18'	4,883	45.3	C.B.: 10 cm, Unit I/Unit II
MC 01-03-03 (C1)	11°18'	128°23'	4,830	54.5	C.B.: 20 cm, Unit I/Unit II
MC 01-03-04 (C1)	11°15'	129°40'	4,833	50.0	C.B.: 15 cm Unit I/Unit II
MC 01-03-05 (N1)	16°19'	131°25'	4,972	35.5	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 01-03-06 (N1)	16°17'	131°52'	5,091	36.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 01-03-07 (N1)	16°18'	132°17'	5,019	36.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 01-04-01 (N3)	16°18'	125°55'	4,555	43.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 01-04-02 (N3)	16°18'	125°18'	4,544	40.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 01-04-03 (N3)	16°18'	127°00'	4,689	37.5	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 01-04-05 (N1)	16°12'	130°33'	4,880	19.0	Dark Brown, Unit I
MC 02-01-01 (N1)	16°12'	130°09'	4,824	36.0	C.B.: 22 cm, Unit I/Unit II
MC 02-01-02 (N3)	17°02'	126°00'	4,620	55.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 02-01-04 (N1)	16°12'	130°49'	4,512	47.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 02-01-05 (N1)	16°40'	133°32'	4,777	36.0	Dark Yellowish Brown, Unit I
MC 02-02-02 (B2)	10°30'	135°00'	4,876	45.0	C.B.: 14 cm, Unit I/Unit II
MC 02-02-03 (B2)	10°30'	134°00'	4,843	28.0	C.B.: 15 cm, Unit I/Unit II
MC 02-02-04 (B2)	10°01'	133°00'	5,084	24.0	C.B.: 12 cm, Unit I/Unit II
MC 02-02-05 (B2)	10°30'	131°20'	5,029	34.0	C.B.: 12 cm, Unit I/Unit II
MC 02-02-06 (C1)	10°39'	129°28'	4,799	30.0	C.B.: 16 cm, Unit I/Unit II

C.B.; Sediment color boundary.

소수로 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 Micromeritics사의 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), 공극율(porosity), 공극비(void ratio)를 분석하였다.

컨시스턴시한계(consistency limits, Atteberg limits) 중 액성한계(liquid limit, W_L)는 액성측정기(Grooving Tool)를 이용하여 잘 혼합한 시료를 넣은 접시를 1 cm의 높이에서 1초에 2회의 비율로 25회 떨어뜨렸을 때 돌로 나뉜 부분의 시료가 흙의 양측으로부터 유출하여 약 10 mm 길이에 걸쳐 합류했을 때의 함수율을 측정하여 액성한계로 하였다. 소성한계(plastic limit, W_p)는 직경 3 mm의 퇴적

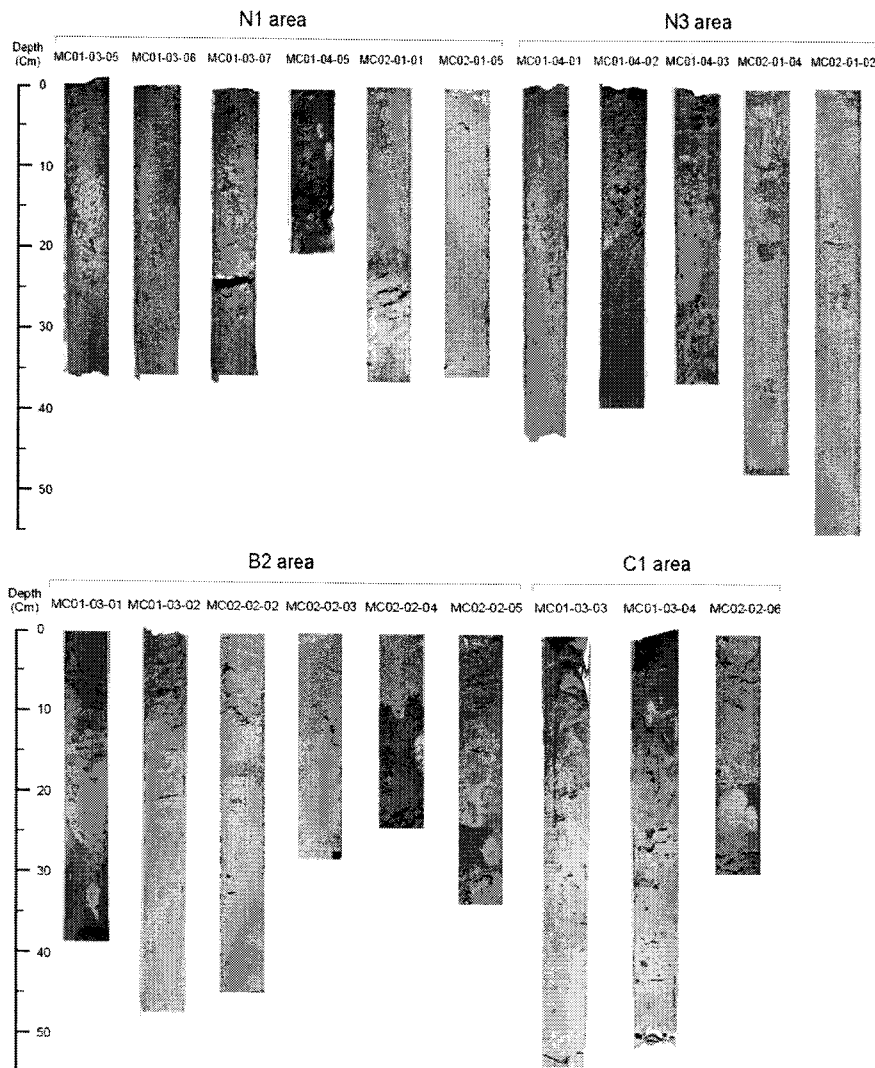


Fig. 2. Photographs of core sections from the multiple corer showing the boundaries between the upper section of homogeneous and semi-liquid layer and the lower section of highly burrowed and consolidated layer in the southern part of allocated area (B2, C1). In comparison, color change boundaries are absent in the northern part (N1, N3).

물 막대를 유리판 위에 놓고 손으로 굴러 끊어질 때의 함수율을 측정하여 결정하였다(ASTM 1980). 측정된 값으로부터 소성지수(plasticity index, $I_p=W_L-W_p$)와 활성도(activity, $A=I_p/2 \mu\text{m}$ 이하 clay content)를 구하였다. 이밖에 연구에 이용된 퇴적물의 물리적 특성에 관한 측정 방법들은 이(1991), 지(1994), Lee and Clausner(1979), 그리고 해양수산부(1998)에 상세히 기술되어 있다. 또한 이들 세립질 연성 퇴적물에 대한 분석의 정밀도는 Bennett and Keeler(1970)와 Bennett *et al.*(1985, 1991)에서 증명된다.

4. 결 과

B2, C1지역 표층퇴적물은 상부층(Unit I)과 하부층(Unit II)으로 뚜렷이 구분된다(Fig. 2). 망간단괴로 덮여있는 상부층은 흑색을 띤 노란 색(dark yellow), 또는 붉은 색을 띤 갈색(reddish brown)으로 균질(homogeneous)하며, 하부층은 옅은 갈색(pale brown)으로 생물 교란흔적(biotur-

Table 2. Summary average value of water depth, mass physical, geotechnical properties.

Items	Unit	Total	N1 Area	N3 Area	B2 Area	C1 Area
Water Depth	(m)	4,837	4,868	4,602	4,966	4,821
Sand percentage	(%)	4.7	0.4	0.4	8.1	13.8
Silt percentage	(%)	49.6	49.4	39.3	55.7	51.7
Clay percentage	(%)	45.7	50.2	60.3	36.2	34.5
Mean grain size	(ϕ)	7.0	7.7	7.8	6.2	5.4
Mean grain size	(μm)	11.2	4.9	4.5	15.9	25.1
Water content	(%)	204.3	148.2	139.3	274.9	280.5
Bulk density	(g/cm^3)	1.30	1.37	1.38	1.22	1.21
Grain density	(g/cm^3)	2.52	2.59	2.59	2.43	2.40
Void ratio		5.07	3.85	3.61	6.66	6.71
Porosity	(%)	82.0	78.5	77.9	86.7	86.4
Plastic Limit	(%)	41.0	31.7	30.3	55.2	54.4
Liquid limit	(%)	150.6	145.6	111.8	182.8	168.3
Plastic index		109.7	114.0	81.6	127.6	113.9
Activity		2.6	2.4	1.4	3.3	3.7

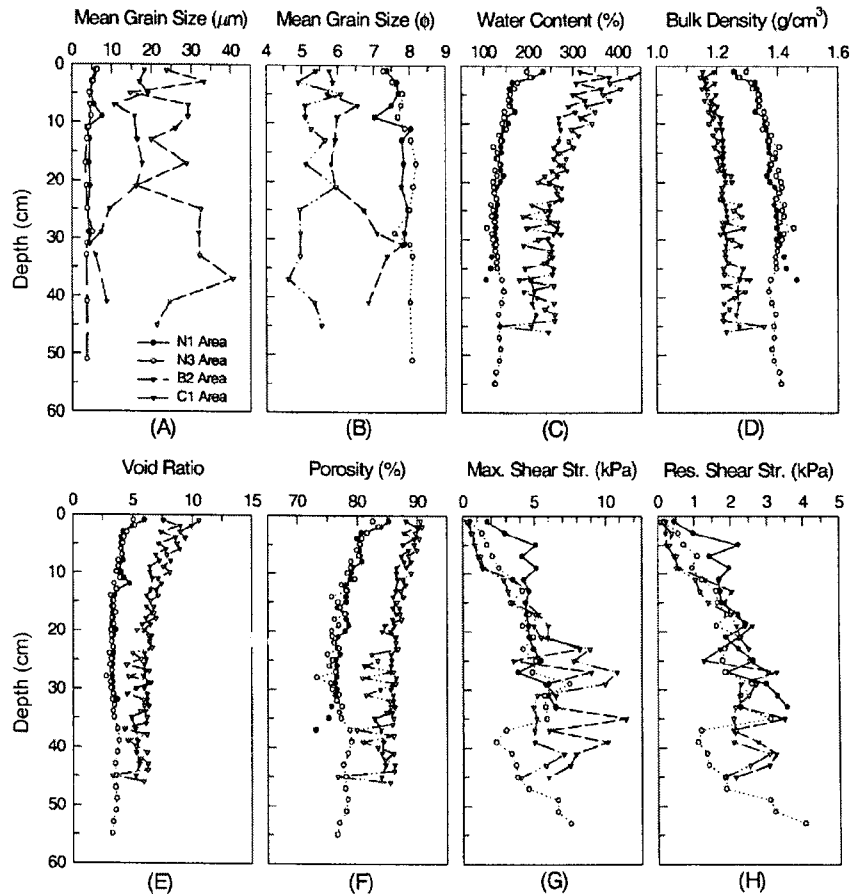


Fig. 3. Depth profiles of sediment properties based on average values with depth in each area (A) mean grain size(μm), (B) mean grain size(ϕ), (C) water content, (D) bulk density, (E) void ratio, (F) porosity, (G) maximum shear strength, and (H) residual shear strength.

bation)이 비교적 심하다. 상부층은 극히 낮은 전단강도와 매우 높은 함수율과 공극율을 갖고 있다. 그러나 하부에서는 퇴적물이 비교적 단단하게 고화되어 있다. 그러나 북쪽 지역의 표층 퇴적물은 남쪽지역과는 달리 MC01-04-05와 MC02-01-01을 제외한 대부분 퇴적물에서 Unit I, II 사이의 색상구분이 없으며 매우 균질한 퇴적상을 보인다 (Table 1, Fig. 2).

연구지역 퇴적물의 입도 분포는 Shepard(1954)의 분류에 따르면 전체 평균 모래(sand) 4.7%, 실트(silt) 49.6%, 점토(clay) 45.7%로 구성되어 있으며, 평균입도는 7.0ϕ ($11.2 \mu\text{m}$)이다. 지역별로 구분하여 보면, 연구지역 중 북서쪽에 위치한 N1지역은 모래 0.4%, 실트 49.4%, 점토 50.2%로 구성되어 평균입도는 7.7ϕ ($4.9 \mu\text{m}$)로 세립질이며, 북동쪽의 N3지역은 모래 0.4%, 실트 39.3%, 점토 60.3%로 구성되어 평균입도는 7.8ϕ ($4.5 \mu\text{m}$)로 가장 세립질이다. 반면에 남서쪽에 위치한 B2 지역 퇴적물은 모래 8.1%, 실트 55.7%, 점토 36.2%로 구성되어 평균입도는 6.2ϕ ($15.9 \mu\text{m}$)로 조립질이며, 남동쪽에 위치한 C1 지역 퇴적물은 모래 13.8%, 실트 51.7%, 점토 34.5%로 구성되어 평균입도는 5.4ϕ ($25.1 \mu\text{m}$)로 가장 조립질이다 (Table 2). 따라서 연구지역 퇴적물은 경도 차이에 따른 동서 지역 사이에는 큰 변화가 없는 반면에 위도에 따른 북쪽지역과 남쪽지역의 현격한 차이를 보인다 (Table 2, Fig. 3). C1지역을 제외한 대부분 지역에서는 깊이에 따른 평균입도의 수직적 변화는 하부로 가면서 점차 세립화되는 경향을 보인다 (Fig. 3). 모래, 실트, 점토 크기입자의 삼각 분포도 (Fig. 4)를 보면 N1, N3, B2 지역 퇴적물은 깊이에 관계없이 거의 대부분 실트질 점토(silty clay)에 해당되며

가장 조립질인 C1 지역 퇴적물은 대부분 점토질 실트 (clayey silt)에 해당된다. Fork(1968)의 분류에 따르면 이들 거의 모든 퇴적물은 실트와 점토가 섞여 있는 펄(mud)에 해당된다.

심해저의 세립질 표층 퇴적물의 함수율을 조절하는 중요한 요인은 입자 표면의 물리·화학적 특성, 입자의 형태 등이다. 연구지역에서 채취한 퇴적물은 전체 평균 204%의 비교적 높은 함수율을 보인다. 북쪽의 N1 지역 평균값은 148%, N3 지역은 139%의 비교적 낮은 함수율을 보이며, 남쪽의 B2 지역 퇴적물은 평균 275%, C1 지역은 평균 281%으로 월등히 높다 (Table 2, Fig. 3). 모든 지역에서 함수율의 깊이에 따른 수직적 변화는 표층에서 10 cm까지의 상부층은 하부로 가면서 급격히 감소하며, 그 이하 깊이의 하부층에서는 점차 감소하는 비교적 일정한 경향을 보인다 (Fig. 3).

퇴적물 입자의 밀도 측정결과, 전체 평균 2.52 g/cm^3 로 일반적인 육성기원 퇴적물 입자의 밀도 2.65 g/cm^3 에 비하여 조금 낮은 밀도를 갖고 있다. 북쪽의 N1 지역과 N3 지역의 평균입자밀도는 모두 2.59 g/cm^3 의 높은 입자밀도를 보인다. 반면에 B2 지역 퇴적물은 평균 2.43 g/cm^3 , C1 지역은 평균 2.40 g/cm^3 의 월등히 낮은 입자밀도를 보인다. 입자밀도의 깊이에 따른 수직적 변화 양상은 불분명하다. 전밀도는 함수율과 퇴적입자 비중의 함수로 해수로 충전되어 있는 퇴적물의 밀도를 의미한다. 연구지역은 전체 평균 1.30 g/cm^3 전밀도 값을 보인다. 북쪽지역의 N1 지역은 평균 1.37 g/cm^3 이며, N3 지역은 평균 1.38 g/cm^3 의 가장 높은 값을 보인다. 반면에 B2 지역 퇴적물은 평균 1.22 g/cm^3 , C1 지역 퇴적물은 평균 1.21 g/cm^3 로 비교적 낮은 전밀도를 보인다 (Table 2). 북쪽지역 퇴적물의 높은 전밀도는 입자의 밀도가 높고 퇴적물의 함수율이 낮기 때문이다. 북태평양의 전반적인 퇴적물과 비교하였을 때, 퇴적물의 전밀도는 적점토보다는 낮고, 규질연니와 비슷한 값을 보인다. 대부분 정점에서 전밀도는 최상부층 (0~10 cm)에서는 하부로 가면서 점차 증가하는 경향을 보이며, 그 이하의 깊이에서는 깊이에 따른 변화 없이 비교적 일정한 값을 보인다 (Fig. 3).

공극비는 퇴적물 시료 내에 해수로 충전된 공간을 나타내는 공극 부피에 대한 입자들 전체부피의 비로 정의된다. 퇴적물의 공극비는 압밀 또는 고화정도(consolidation)를 나타내는 지시자로서 일반적으로 공극비가 낮을수록 압밀·고화된 퇴적물이다. 따라서 공극비는 함수율에 비례하고 전밀도에 반비례한다. 퇴적물의 공극비 분석결과, 전체 평균 5.1의 공극비를 보인다. 함수율과 마찬가지로 북쪽의 N1 지역은 3.9의 값이며, N3 지역은 3.6의 비교적 낮은 공극비를 보인다. 반면에 남쪽의 B2 지역 퇴적물은 평균 6.7의 공극비를 보이며, C1지역도 평균 6.7의 공극비

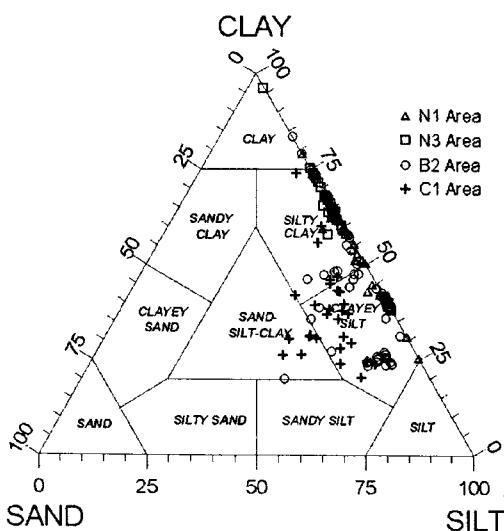


Fig. 4. A ternary diagram, based on sand-silt-clay ratios of sediment samples(after Shepard, 1954).

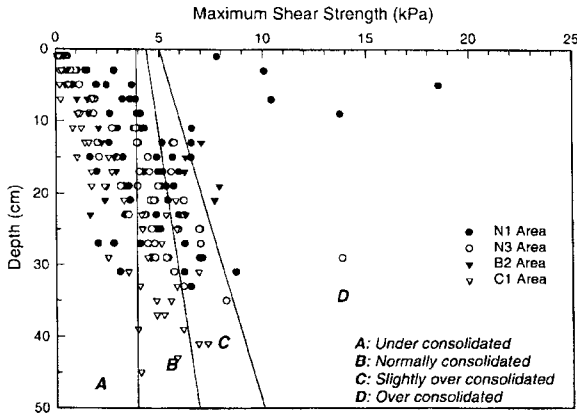


Fig. 5. Classification of sediment samples from the study areas based on their vertical profiles of shear strength following the scheme by Cochozat *et al.*, 1993.

를 보인다(Table 2). 공극비의 깊이에 따른 수직적 변화는 함수율, 전단도 변화와 동일하다. 공극율은 공극부피에 대한 시료전체 부피의 비율로 정의된다. 연구지역 전체 평균 82.0%의 비교적 높은 공극율을 보인다. 북쪽지역의 N1 지역 평균값은 78.5%, N3 지역은 77.9%이며, B2 지역 퇴적물은 평균 86.7%의 공극율을 보이며, C1 지역은 평균 86.4%의 비교적 높은 공극율을 보인다(Table 2). 공극율은 함수율에 비례하므로 수직적, 지역적 변화 양상은 함수율과 동일하다(Fig. 4).

퇴적물의 최대전단강도는 모든 정점에서 표층에서 하부로 내려가면서 뚜렷이 증가하여 표층 1 cm 깊이에서는 1 kPa 미만의 낮은 전단강도 값을 보이지만, 대부분 10 cm 깊이를 경계로 하부층에서는 급격히 증가한다(Fig. 3). 한편 Cochozat *et al.*(1993)는 표층퇴적물의 비교적 균질한 특성을 설명하며, 고화된 정도 차이를 나타내는 전단강도 측정 범위를 기초로 미고화(under consolidated), 고화(nomally consolidated), 약과고화(slightly over consolidated) 그리고 과고화(over consolidated)로 4가지 다른 지질공학적 퇴적상(geotechnical facies)을 선정하여 분류하였다. 이에 따르면 상부에서는 미고화 또는 일반적인 고화 상태를 보이나, 대부분 정점에서 10 cm 이하부터는 증가하여 하부는 고화되어 있음을 보여준다(Fig. 5). 지역에 따른 전단강도 차이는 뚜렷하지 않다(Fig. 3). 채광기의 운동과 사면활동 등의 안정해석에 중요한 특성인 잔류전단강도 값은 최대전단강도의 평균 31%로 변화양상은 최대전단강도의 변화와 동일하게 변화한다(Fig. 3, 6). Fig. 6에 화살표로 표시된 값들은 최대전단강도가 퇴적물 조직이 파괴된 후에 남은 잔류전단강도에 비해 훨씬 큰 값들이다.

함수율이 높은 세립토가 건조되는 사이에 경과되는 4가

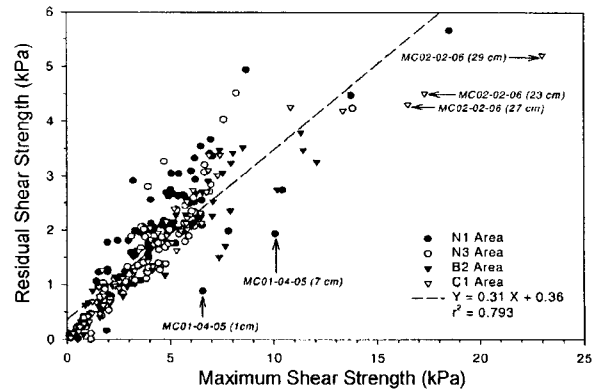


Fig. 6. A relationship between residual and maximum shear strengths in sediments from the study area. Scattered data marked in the figure are likely due to the different sediment facies introduced from the surrounding(see text).

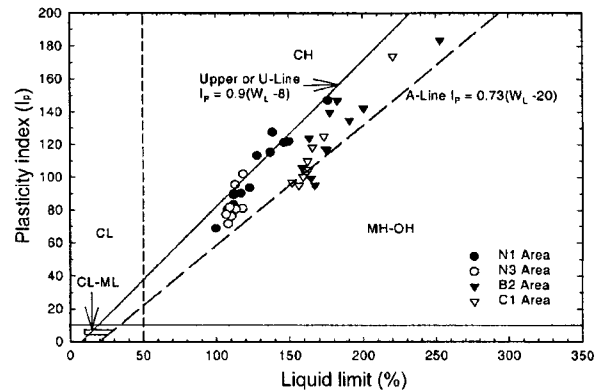


Fig. 7. Variation of plasticity index with liquid limit (plasticity chart) of sediments samples, showing a difference between the north- and south- area sediments. CL, inorganic clays of low to medium plasticity; CH, inorganic clays of high plasticity; MH, inorganic silts, micaceous or diatomaceous fine sand or silts; OH, organic clays of medium to high plasticity.

지 과정(액체, 소성체, 반고체, 고체)의 각각의 상태가 변화하는 경계에 상당한 함수비를 컨시스턴시한계라 한다. 컨시스턴시 한계에서 유도된 제지수는 흙의 역학적 성질의 추정과 공학적 분류에 이용되며, 세립토의 물리적, 공학적 성질의 중요한 지표가 된다(Cernica 1995). 퇴적물의 액성한계 측정결과, 전체 평균 151%로 측정되었다. 북쪽의 N1지역은 146%, N3 지역은 평균 112%의 비교적 낮은 값을 보인 반면에 남쪽의 B2 지역은 평균 183%, C1 지역은 평균 168%의 비교적 높은 값을 보인다(Table 2). 연구지역의 소성한계 전체 평균값은 41%이며, N1 지역은

평균 32%이며, N3 지역의 평균값은 30%의 낮은 값을 보이는 반면에 B2 지역은 평균 55%, C1지역은 평균 54%로 비교적 높은 값을 보인다(Table 2). 이들 측정값은 소성지수와 액성한계 측정치로 만든 소성도표(plasticity chart)에 나타내어 퇴적물의 성질을 정성적으로 파악했다(Fig. 7). 소성이 낮은 무기질 점토는 CL(low to medium plasticity clay), 세립질의 소성이 높고 무기질인 생물기원의 실트는 MH(fine-grained, highly-plastic, inorganic and biogenic silt), 세립질의 소성이 높은 유기질 점토는 OH(fine-grained, highly-plastic organic clays), 또는 세립질의 소성이 높은 무기질 점토는 CH(fine-grained highly-plastic inorganic clays)로 구분된다(Cernica 1995). 연구지역의 대부분 퇴적물은 CH에 속하여 세립질의 소성이 높은 무기질 실트로 구분되며, B2 지역과 C1지역 일부 퇴적물은 MH-OH에 분포하므로(Fig. 7) 세립질의 소성이 높은 무기질 생물기원 실트 또는 세립질의 소성이 높은 유기질 점토로 판명되었다. 소성도표 상에서 특징적으로 고위도로 올라갈수록 퇴적물의 액성한계와 소성지수의 크기는 작아진다(Fig. 7). 또한 N3 지역의 퇴적물은 비교적 균일한 값으로 분포한다.

활성도(activity)는 일반적으로 다른 물질을 흡착하거나 물리적 또는 화학적으로 결합하는 경향의 크기를 의미한다. 활성이 높은 만큼 2 μm 이하의 함유량이 흙의 성질에 미치는 영향이 크고, 또한 교환성 이온과 간극수 중에 포함된 물질에 따라 활성이 민감하게 변화한다. 연구지역 퇴적물의 활성도는 전체 평균 2.6으로 대부분 활성이 높은 점토 또는 고탈성 점토에 해당된다(Fig. 8). N1 지역은 평균 2.4이며, N3 지역은 평균 1.4의 낮은 값을 보이는 반면에 B2 지역은 평균 3.3, C1지역은 평균 3.7로 상대적으로 높은 값을 보인다(Table 2). 퇴적물의 활성도는 $A < 0.7$ 인 비활성 점토(inactive clay), $0.7 < A < 1.2$ 의 보통 점토(normal

clay) 및 $1.2 < A < 1.75$ 인 활성 점토(active clay), 그리고 $1.75 < A$ 인 고탈성 점토(very active clay)로 구분한다(Skempton 1953). 이러한 분류에 따르면 연구지역 전체에 비활성 점토는 없으며, 북쪽의 N1지역과 N3지역의 일부 퇴적물은 보통 점토 또는 활성점토에 해당된다. 반면에 남쪽의 B2, C1지역의 퇴적물은 모두 고탈성 점토로 구분된다(Fig. 8).

5. 토 의

분석결과 클라리온-클리퍼톤 균열대의 연구지역들은 고위도지역과 저위도지역 모두 동서 지역사이의 지질공학적 특성 차이는 적고 불분명하며 남-북 지역사이의 퇴적물 특성차이는 현격하다. 표층퇴적물의 남-북 지역의 특성차이는 표층퇴적물 입자의 조성, 수층의 생산성에 따른 퇴적물, 해양저 지각의 이동에 따른 퇴적층의 연령차이 등 퇴적환경 차이에 따른 결과다.

남쪽지역은 상부층(Unit I)과 하부층(Unit II)의 색상 경계면이 뚜렷하게 나타난다. 상부층에서 보이는 극히 낮은 전단강도와 매우 높은 함수율은 심해에서 보고된 “혼합층(Mixed layer)” (Berger *et al.* 1976), “스프와 같은 층(Soupy layer)” (Craig 1979), 또는 “준액상층(semi-liquid layer)” (Halbach and Ozkara 1979)과 일치한다. 또한 하부 퇴적물이 비교적 단단하게 고화되어 있는 것과 생물교란 흔적은 고기퇴적층(historic layer)에서 흔히 나타나는 특징이다(지 등 1999).

연구지역 퇴적물의 입도특성은 남북간의 위도에 따른 차이를 뚜렷하게 보인다(Fig. 4). 남쪽지역 퇴적물이 조립질인 이유는 발산지역의 끝부분에 위치하므로 상대적으로 북쪽지역보다 수층의 기초생산력이 높아 북쪽지역에 비하여 많은 양이 빠른 속도로 퇴적되어 용해되지 않은 조립질 규질 입자의 함량이 높기 때문이다. 반면에 북쪽지역 퇴적물이 상대적으로 남쪽지역에 비해 세립질인 이유는 지각운동에 의해 북쪽으로 이동되면서 점차 생산성이 낮아져 규질입자의 유입이 적어지고 이동되는 동안에 산소가 풍부하고 용존규소가 낮은 남극저층수에 의해 퇴적되었던 조립질인 규질 입자들이 용해되어(Jung *et al.* 2001) 세립화된 결과로 생물기원 퇴적물보다는 적점토가 우세한 지역으로 변화했기 때문이다.

평균 입도가 세립질 일수록 함수율과 공극율은 증가하는 현상을 보이는 것이 일반적인 해양퇴적물의 특성이지만 연구지역에서의 이들 특성 사이의 상관관계는 불분명하며 남쪽지역 퇴적물은 오히려 평균입도가 조립질인 부분에서 함수율과 공극율이 더 높은 경향을 보인다(Fig. 9). 이러한 특성은 조립질 입자의 대부분이 생물기원의 미세화석 입자들로 각 입자의 형태가 매우 불규칙하고 입자

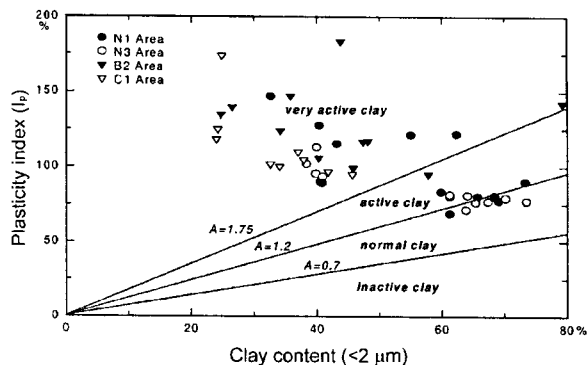


Fig. 8. Variation of plasticity index with clay content (activity chart) of sediment samples, showing the four clay types according to the activity (classification based on Skempton, 1953).

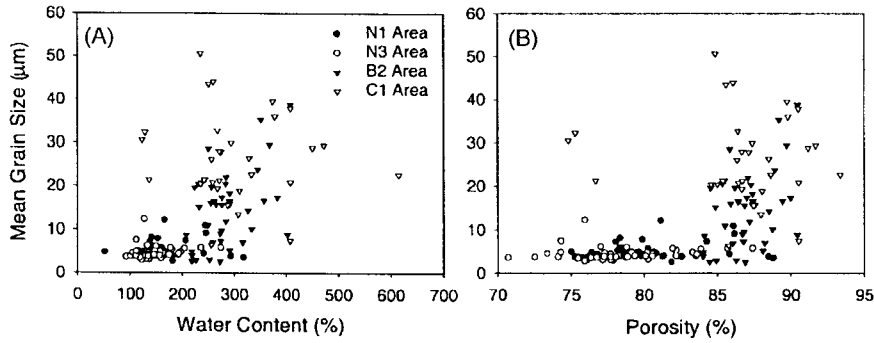


Fig. 9. Relationships of mean grain size(μm) with physical properties of sediment. (A) mean grain size vs. water content, and (B) mean grain size vs. porosity.

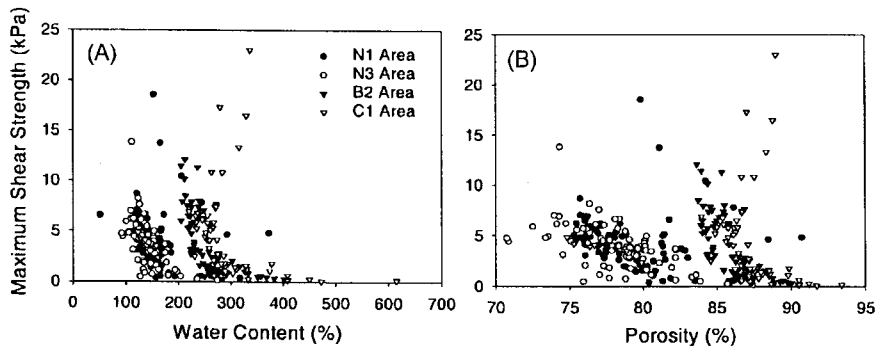


Fig. 10. Relationships of index properties with shear strength. (A) maximum shear strength vs. water content, and (B) maximum shear strength vs. porosity.

내부에 큰 공극을 포함하고 있기 때문으로 판단된다. 남쪽 지역 퇴적물에서 북쪽지역의 퇴적물 보다 공극율이 높은 또 다른 이유는 퇴적층의 연령이 북쪽에 비하여 적고 또한 퇴적물이 북쪽보다 남쪽이 높기 때문에 덜 고화된 영향으로 해석된다.

북쪽지역 퇴적물의 건조입자밀도는 평균 2.6 g/cm^3 로 남쪽지역(2.4 g/cm^3)에 비하여 월등히 높다. 이는 북쪽지역 퇴적물 내 망간산화물 등 금속함량과 육성기원 입자의 함량이 높은 것에 기인하는 것으로 판단되며(해양수산부 2001), 남쪽지역 퇴적물이 상대적으로 북쪽지역에 비하여 퇴적물입자의 건조밀도가 낮은 이유는 비중이 낮고 조립질인 생물기원 규질입자 함량이 높기 때문으로 해석된다.

해양 퇴적물의 전단강도는 입자들 사이의 전기 기계적 힘(electromechanical force) 즉 점착력(cohesive bond), 함수율, 그리고 입자들 사이의 화학적 응결 결합(precipitate cementation)에 의해 결정된다(Fuller 1975; Johnson *et al.* 1977). N1, N3지역에서 측정된 결과와 마찬가지로 연성의 해양퇴적물에서 일반적으로 관찰되는 깊이가 증가함에 따라 함수율이 감소하고 전단강도가 증가하는 현상은 이미 많은 학자들이 보고하였다(Moore 1962; Bennett *et al.*

1980; Tsurusaki *et al.* 1994). 이러한 특성은 퇴적물의 연령과 조적을 반영한 것이며(Keller and Yincan 1985; Lee *et al.* 1987), 전단강도의 증가는 깊이에 따른 일반적인 고화과정에 따른 함수율의 감소에 의한 결과이다(Baraza *et al.* 1992). 또한, 입자의 퇴적속도가 빠르면 퇴적물의 함수율은 높아지며, 높은 함수율은 전단강도를 낮게 한다(Inderbitzen 1970). 북쪽지역에서 채취한 0~50 cm 깊이의 매우 균질한 퇴적물의 경우, 전단강도가 낮고 함수율이 높은 상부는 하부에 비하여 비교적 빠른 속도로 퇴적되었음을 시사한다. 이러한 결과는 상부의 평균입도가 조립질인 반면에 하부로 가면서 생물기원의 규질입자의 용해에 의해 점차 세립화되는 현상과도 일치한다.

한편, 남쪽지역 퇴적물은 북쪽지역 퇴적물에 비하여 비교적 높은 함수율과 공극율에서도 높은 전단강도를 보인다(Fig. 10). 이러한 이유는 퇴적물은 함수율과 공극율이 높아도 고화되어 있으며, 퇴적물 입자들이 성긴조적이지만 불규칙한 형태의 생물기원 입자들과 점토입자들이 단단하게 뒤섞여 있기 때문이다(Fig. 11). 이러한 특성으로 하부퇴적물은 망간단과 상업생산시 심해저면에서 움직이는 채광기의 이동에 추진력을 제공할 수 있는 지지물질로

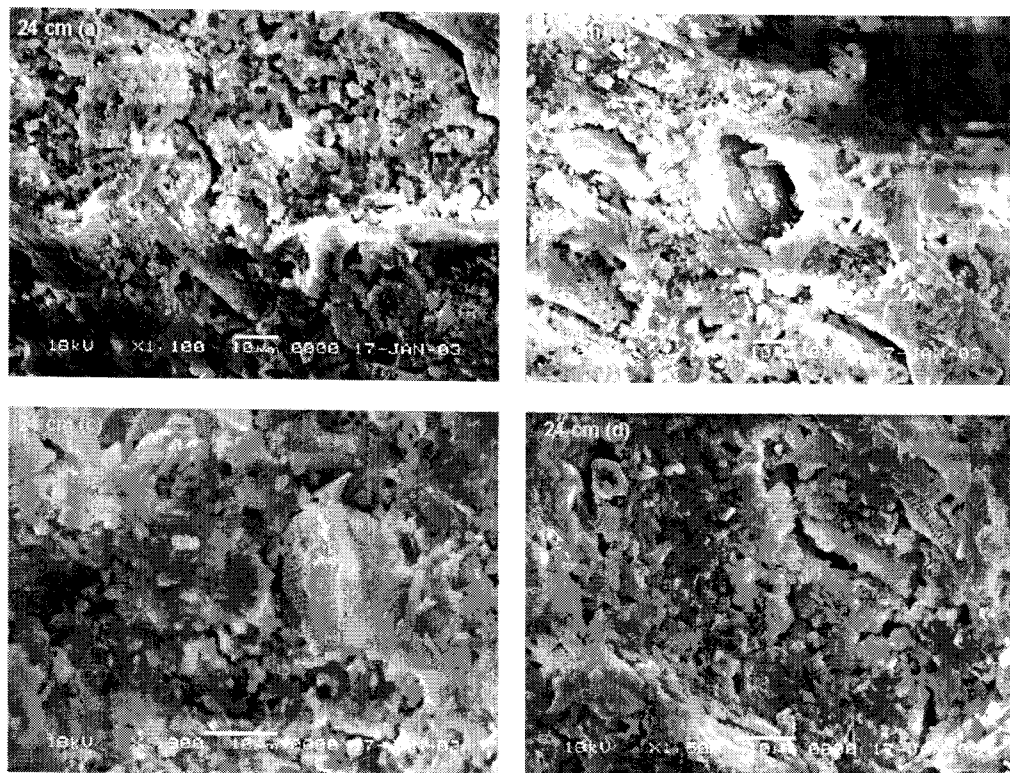


Fig. 11. SEM photographs of consolidated sediment of B2 area showing irregular, firm, and porous biogenic component firmly mixed with clay minerals.

이용된다.

Fig. 6에 화살표로 표시된 값들은 최대전단강도가 퇴적물 조직이 파괴된 후에 남은 잔류전단강도에 비해 훨씬 큰 값들인데 이러한 값들은 퇴적물이 매우 고화되어 있음을 의미하거나 또는 퇴적상이 주변 퇴적물과 확연히 다를 수 있음을 의미한다. 따라서 이들 퇴적물은 과거 저층해류의 영향으로 퇴적층의 침식이 수반되어 나타난 퇴적결층(hiatus)으로 판단된다.

소성도표 상에 나타난 특징에 따라 연구지역의 대부분 퇴적물은 세립질의 소성이 높은 무기질 실트로 구분되며, B2 지역과 C1지역 일부 퇴적물은 세립질의 소성이 높은 무기질 생물기원 실트 또는 세립질의 소성이 높은 유기질 점토로 판명된다. 소성도표상에서 특징적으로 고위도로 올라갈수록 퇴적물의 액성한계와 소성지수의 크기는 작아진다. 이러한 결과는 북쪽지역의 퇴적물은 생산력이 매우 낮은 지역이기 때문에 남쪽지역과는 달리 유기물 함량이 매우 낮고 세립질이며, 풍성기원으로 알려진 Al, Ti, Sc, K, Rb, Zr 등의 원소가 남쪽지역에 비하여 높은 값을 보이는데(해양수산부 2002), 이는 남부지역에 비해 상대적으로 대륙과의 거리가 가깝기 때문으로 상대적으로 많은 양의 풍성기원 물질이 유입된 결과로 해석되며, 남쪽지역은

발산지역의 끝부분에 위치하므로 상대적으로 북쪽지역보다 수층의 기초생산력이 높으며, 유기물 함량이 월등히 높기 때문에 나타난 결과로 해석된다.

퇴적물의 소성지수와 점토입자($2\ \mu\text{m}$ 이하크기)의 함량으로 구한 활성도의 분류(Skempton 1953)에 따르면 북쪽지역 퇴적물은 대부분 보통 점토 또는 활성점토에 해당된다. 반면에 남쪽지역 퇴적물은 모두 고풍성 점토로 구분되어 위도변화에 따른 차이를 뚜렷이 보여준다(Fig. 8). 이들 활성도의 변화를 결정하는 요인은 점토입자를 구성하고 있는 점토광물의 종류로 판단된다. 점토광물의 활성도는 kaolinite($A \approx 0.5$), illite($A \approx 1$), montmorillonite($7 \leq A$)로 알려져 있다(Cernica 1995). 또한 B2, C1 지역의 스�멕타이트는 Fe가 풍부한 montmorillonite 계열로 보고되었다(Hein et al. 1979). 일반적으로 적도부근의 탄산질 입자들은 스�멕타이트 형성 억제 효과 때문에 스�멕타이트의 함량이 높지 않다. 그러나 지각운동에 의해 고위도로 이동되어 적도 고생산대를 벗어나면서 탄산질 퇴적물은 용해되고 이 과정에서 높은 함량을 보이던 오팔은 용해되면서 Si를 공급하고, 또한 해수 중에서 Fe를 흡수하면서 스�멕타이트의 형성이 점차 활발히 일어나게 된다(해양수산부 1998). 따라서 남쪽지역 퇴적물이 고풍성 점토인 이유는 이러한 Fe가 풍부

한 montmorillonite 계열의 스멕타이트 형성결과에 의한 것으로 고위도 지역에서는 활성도가 낮은 kaolinite 또는 illite의 함량보다 montmorillonite와 같이 활성도가 매우 큰 점토광물을 더 많이 함유하고 있기 때문에 높은 활성도를 보인다. 반면에 북쪽지역 퇴적물이 활성도가 비교적 낮은 이유는 Si의 주공급원인 표층해수의 생물 생산력이 남쪽 지역에 비해 월등히 낮기 때문에 스멕타이트의 형성이 남쪽 지역에 비해 용이하지 않았기 때문으로 판단된다.

6. 결 론

연구지역인 북동태평양 클라리온 클리퍼톤 균열대의 북쪽지역(16~17°N)과 남쪽지역(9~12°N) 퇴적물의 지질공학적 특성은 서로 현격한 차이를 보이지만 위도에 상관없이 동서지역사이(134~125°W)의 차이는 적다.

남쪽지역은 생물기원 입자의 함량이 높은 조립질의 규질퇴적물이 분포하며, 북쪽지역은 규질입자의 함량이 낮고 육성기원입자의 함량이 높은 세립질의 원양성 적점토가 분포한다.

남쪽지역 퇴적물은 북쪽지역에 비하여 함수율과 공극율이 높으며, 입도가 세립질일수록 함수율이 높아지는 일반적인 특성과는 달리 연구지역의 퇴적물은 조립질인 경우 함수율과 공극율이 높아지는 경향을 보인다.

남쪽지역 퇴적물의 건조입자밀도는 평균 2.4 g/cm³로 북쪽지역(2.6 g/cm³)에 비하여 월등히 낮다.

퇴적 깊이에 따라 전단강도가 증가하는 현상은 일반적인 고화과정에 의한 함수율의 감소로도 설명될 수 있지만, N1, N3지역의 매우 균질한 퇴적물의 경우, 함수율과 입도 변화를 고려할 때, 전단강도가 낮고 함수율이 높은 상부는 하부에 비하여 상대적으로 퇴적물이 높은 환경이었던 것으로 사료된다.

남쪽지역 퇴적물은 불규칙한 형태의 생물기원 입자들과 점토입자들이 단단하게 뒤섞여 있기 때문에 250~300%의 높은 함수율에서도 높은 전단강도를 보인다.

또한, 남쪽지역 퇴적물은 액성, 소성한계와 활성도가 높으며, 반면에 북쪽지역은 상대적으로 액성, 소성한계와 활성도가 낮다.

사 사

연구에 도움을 주신 한국해양연구원 심해저자원연구센터 연구원 여러분과 온누리호 승무원 여러분께 감사드립니다. 또한 세밀한 심사와 교정에 시간을 내주신 두 분의 심사위원께 감사드립니다. 이 연구는 2001년부터, 2002년까지 수행된 심해저광물자원 개발사업(해양수산부)의 지원을 받아 수행되었습니다.

참고문헌

- 과학기술처. 1998. 심해저 광물자원 개발기술 및 환경보전 연구, 1권. BSPN 96331-00-1025-7. 335 p.
- 이희준. 1991. 한국 주변해역 퇴적물의 지질공학적 성질과 퇴적작용과의 관계. 서울대학교 대학원 박사학위논문. 291 p.
- 지상범. 1994. 북적도 태평양 심해저 퇴적물과 망간단괴의 지질공학적 특성 및 음향특성. 인하대학교 석사학위논문. 85 p.
- 지상범, 정희수, 김현섭, 문재운. 1999. 북동태평양 KODOS 지역 심해저 퇴적물의 배인 전단강도 측정방법에 따른 결과 비교. *한국해양학회지*, 4, 390-399.
- 지상범, 김기현, 문재운, 이경용, 송승규, 오재경. 2000. 북동태평양 KODOS 지역 심해저 퇴적물의 지질공학적 특성. *한국해양학회지*, 5, 320-334.
- 해양수산부. 1998. 심해저 광물자원 탐사 보고서, 1권. BSPM 98001-01-1117-7. 1209 p.
- 해양수산부. 2001. 심해저 광물자원 탐사 보고서, 1권. CRPM088-00-1387-5. 559 p.
- 해양수산부. 2002. 심해저 광물자원 탐사 보고서, 1권. CRPM137-00-1503-5. 683 p.
- Almagor, G. 1982. Marine geotechnical studies at continental margins: a review - Part I. *Appl. Ocean Res.*, 4, 92-98.
- ASTM. 1980. Annual book of ASTM standards, part 19, natural building stones: Soil and rocks. American Society for Testing Materials. Philadelphia. 632 p.
- Baltzer, A., P. Cochonat, and D.J.W. Piper. 1994. In situ geotechnical characterization of sediments on the Nova Scotian Slope, eastern Canadian continental margin. *Mar. Geol.*, 120, 291-308.
- Baraza, J., G. Ercilla, and H.J. Lee. 1992. Geotechnical properties and preliminary assessment of sediment stability on the continental slope of the Northwestern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 150-156.
- Bennett, R.H. and G.H. Keeler. 1970. Mass property variability in three closely spaced deep-sea sediment cores. *J. Sediment. Petrol.*, 40, 1038-1043.
- Bennett, R.H., G.L. Freeland, D.N. Lambert, W.B. Sawyer, and G.H. Keller. 1980. Geotechnical properties of surficial sediments in a mega-corridor: U.S. Atlantic continental slope, rise, and deep-sea basin. *Mar. Geol.*, 38, 123-140.
- Bennett, R.H., L. Lehman, M.H. Hulbert, G.R. Harvey, S.A. Bush, E.B. Forde, P. Crews, and W.B. Sawyer. 1985. Interrelationships of organic carbon and submarine sediment geotechnical properties. *Mar. Geotechnol.*, 6, 61-98.
- Bennett, R.H., N.R., O'Brien, and M.H. Hulbert. 1991.

- Determinants of clay and shale microfabric signatures: processes and mechanisms, *Microstructure of Fine-Grained Sediments: From Mud to Shale*. Springer-Verlag, London. 5-32.
- Berger, W.H., C.G. Adeleck, and L.A. Mayer. 1976. Distribution of carbonate in surface sediment of the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81, 2617-2627.
- Brown, J., A. Colling, D. Park, J. Phillips, D. Rothery, and J. Write. 1989. Ocean chemistry and deep-sea sediments. ed. by G. Bearman. Pergamon Press. 134 p.
- Cernica, J.N. 1995. *Geotechnical Engineering: Soil Mechanics*. John Wiley & Sons, Inc., New York. 453 p.
- Chester, R. 1990. *Marine geochemistry*. Unwin Press, London. 698 p.
- Cochonat, P., J.F. Bourillet, B. Savoye, and L. Dodd. 1993. Geotechnical characteristics and instability of submarine slope sediments, the Nice Slope (N-W Mediterranean Sea). *Mar. Georesour. Geotechnol.*, 11, 131-151.
- Craig, J.D. 1979. Geological investigation of the equatorial north Pacific seafloor: a discussion of sediment redistribution. p. 529-557. In: *Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province*. eds. by Bischoff, J.L. and D.Z. Piper. Plenum Press, New York.
- Edmond, J.M., Y.C. Chung, and J.G. Sclater. 1971. Pacific bottom water: penetration east around Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 76, 8089-8097.
- Fork, R.L. 1968. *Petrology of Sediment. Rocks*. Hemphills' Pub. Co., Austin. 170 p.
- Fuller, J.T. 1975. Behavior of Mechanical Elements in submerged clays of lower shear strength, *Off. Tech. Conf.*, No. OTC 2242, Dallas.
- Hagerty, R. 1974. Usefulness of spade cores for geotechnical studies and some results from the northeast Pacific. p. 169-186. In: *Deep-Sea sediments: physical and mechanical properties*. ed. by A.L. Inderbitzen. Plenum Press, New York.
- Halbach, P. and M. Ozkara. 1979. Morphological and geochemical classification of deep-sea ferromanganese nodules and its genetic interpretation. p. 77-88. In: *La Genese des Nodules de Manganese*. ed. by C. Lalou. Proc. Colloq. Int. CNRS, 289.
- Hayes, J.D., T. Saito, N.D. Opdyke, and L.H. Bruckle. 1969. Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 1481-1514.
- Hein, J.R., H.W. Yeh, and E. Alexander. 1979. Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodule belt of the North equatorial Pacific. *Clays and Clay Miner.*, 27, 185-194.
- Hirst, T.J. and A.F. Richird. 1975. Analysis of deep-sea nodule mining - seafloor interaction, *Off. Tech. Conf.*, No. OTC 2241.
- Inderbitzen, A.L. 1970. Empirical relationships between massphysical properties for recent marine sediments off Southern California. *Mar. Geol.*, 9, 311-329.
- Johson, D.A. and T.C. Johnson. 1970. Sediment redistribution by bottom currents in the central Pacific. *Deep-sea Res.*, 17, 157-169.
- Johnson, D.A. 1972. Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 3121-3144.
- Johnson, T.C., E.L. Hamilton, and W.H. Berger. 1977. Physical properties of calcareous ooze: control by dissolution at depth. *Mar. Geol.*, 24, 259-277.
- Jeong, K.S., J.K. Kang, K.Y. Lee, H.S. Jung, S.B. Chi, and S.J. Ahn. 1996. Formation and distribution of manganese nodule deposit in the northwestern margin of Clarion-Clipperton fracture zones, northeast equatorial Pacific. *Geo-Mar. Lett.*, 16, 123-131.
- Jung, H.S. and C.B. Lee. 1999. Growth of diagenetic ferromanganese nodules in an oxic deep sea sedimentary environment, NE equatorial Pacific. *Mar. Geol.*, 157, 127-144.
- Jung, H.S., K.S. Jung, Y.S. Chu, S.H. Park, and K.H. Kim. 2001. Role of siliceous fossil dissolution in downcore variations of grain size and water content: western margin of Clarion-Clipperton fracture zone, NE equatorial Pacific. *Mar. Georesour. Geotechnol.*, 19, 181-195.
- Kadko, D. 1985. Late Cenozoic sedimentation and metal deposition in the north Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 651-661.
- Keller, G.H. and Y. Yincan. 1985. Geotechnical properties of surface and near-surface deposits in the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, 4, 159-174.
- Kennett, J.P. 1982. *Marine geology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J. 813 p.
- Lee, H.J. and J.E. Clausner. 1979. *Seafloor soil sampling and geotechnical parameter determination-handbook*, Technical Report Civil Engineering Laboratory, Naval Construction Battalion Center. Port Hueneme, California. 121 p.
- Lee, H.J., S.K. Chough, K.S. Jeong, and S.J. Han. 1987. Geotechnical properties of sediment cores from South-eastern Yellow Sea: Effects of depositional process. *Mar. Geotechnol.*, 7, 37-52.
- Mantyla, A.W. 1975. On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, 33, 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. Amer. Bull.*, 73, 1163-1166.
- Muller, P.J. and A. Mangani. 1980. Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese nodule belt dated by Th-230 and Pa-231. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 94-114.
- Piper, D.Z., W. Cannon, and K. Leong. 1977. Composition and abundance of ferromanganese nodules at DOMES Sites A, B, and C: relationship with bathymetry and stratigraphy. p. 77-778. In: *Deep Ocean Environmental Study: Geology and Geochemistry of DOMES A, B, and C, Equatorial Pacific, USGS Open-File Report*. ed. by D.Z. Piper. Menlo Park, 217.
- Piper, D.Z. and M.E. Williamson. 1977. Composition of Pacific Ocean ferromanganese nodules. *Mar. Geol.*, 23, 285-303.
- Piper, D.Z. and J.R. Blueford. 1982. Distribution, mineralogy, and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOMES Site A in the equatorial north Pacific. *Deep-sea Res.*, 29, 927-952.
- Richards, A.F. and R.C. Chaney. 1981. Present and future geotechnical research needs in deep ocean mining. *Mar. Mining*, 2, 315-337.
- Shepard, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sediment. Petrol.*, 24, 151-158.
- Skempton, A.W. 1953. The colloidal activity of clays, p. 57 In: *Proc. 3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Zurich*, 1.
- Skomyakova, N.S. and I.O. Murdmaa. 1992. Local variations in distribution and composition of ferromanganese nodules in the Clarion-Clipperton nodule province. *Mar. Geol.*, 103, 381-405.
- Thiel, H. and G. Schriever. 1993. Environmental consequences of deep-sea mining. *Internat. Challenges*, 13, 54-70.
- Tsurusaki, K., T. Yamazaki, and K. Handa. 1994. Geotechnical properties of deep-sea sediments and manganese nodules in the Penrhyn Basin, South Pacific. p. 225-240. In: *Mar. Geol., Geophysics and Manganese Nodule Deposits in the Penrhyn Basin, South Pacific*. ed. by Usui A. Geological Survey of Japan Cruise Report, 23.
- van Andel, Tj.H., G.R. Heath, and T.C. Moore Jr. 1975. Cenozoic History and Paleooceanography of the Central Equatorial Pacific Ocean, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 143, 1-134.
- Volet, J., L. Pastouret, and C. Vergnaud-Granzzini. 1980. Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review. *Mar. Geol.*, 34, 1-28.

Received Mar. 31, 2003

Accepted May 19, 2003