

북동 태평양 KODOS91-1 지역 퇴적환경 연구

박정기 · 김기현 · 강정극
한국해양연구소, 심해저사업단

A Study on the Sedimentological Environments in KODOS91-1 Area, Northeast Pacific

CHEONG-KEE PARK, KI-HYUNE KIM, JUNG-KEUK KANG

*Deep Seabed Exploration Programme, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan,
P. O. Box 29, Seoul Korea*

한국심해연구(KODOS) 91-1 지역에서 채취한 박스코어 퇴적물에 대해 미세립질 퇴적물($2\ \mu\text{m}$ 이하)의 기원 및 각 광물의 분포경향과 미고생물 분석결과를 통해 퇴적환경 특성과 자생광물의 형성기작을 비교, 분석하였다.

점토광물에 대한 분석결과 퇴적물의 분포가 상대적으로 연령이 오래된 퇴적층(Unit II, III)으로 가면서 스멕타이트의 함량은 증가하는 반면에 일라이트, 카오리나이트와 석영과 같은 육성기원 퇴적물은 감소하는 경향을 보였다. 또한, 미고생물에 대한 분석결과 상부퇴적층(Unit I과 Unit II 상부)에서는 제 4기와 제 3기 방산층이 혼재되어 나타나는데 이는 퇴적물의 재동작용과 재분포가 매우 활발하였었다는 것을 의미하며, 퇴적층간에 산출되는 양상도 하부층으로 가면서 퇴적물의 색도와 광물의 함량이 급격히 변화하는 뚜렷한 특징을 보여주고 있다.

퇴적층에 따른 퇴적물의 색도, 스멕타이트의 결정도와 미고생물자료를 비교한 결과 본 조사지역에서 나타나는 스멕타이트는 속성작용을 받아 형성된 자생기원의 광물이 주로 분포하고 있음을 보여준다.

본 조사지역의 퇴적물에 나타나는 점토광물의 광물화학적 특성은 미고생물화적인 층서대비와 더불어 과거 지질시대를 통한 환경변이가 뚜렷히 나타나며, 퇴적후 물리적인 기작과 지화학적인 영향에 의한 환경변화가 지속적으로 활발하였음을 보여준다.

The sediment collected from KODOS91-1 were studied using X-ray diffraction(XRD) analysis to clarify the composition and vertical distribution of clay minerals.

Micropaleontological data(Radiolarians) was applied to identify the changes in post-depositional environment and chemical mechanism leading to the formation of authigenic minerals.

The result show that the highest concentration of smectite is occurred in the lower part(Unit II, III) of sediment column and the lowest concentration in the upper part(Unit I) whereas terrestrial minerals, such as illite, kaolinite and quartz, indicate the opposite trends. Radiolarians in the upper part are composed entirely of Quaternary/Tertiary mixtures, whereas in lower sediment units generally revealed the middle Miocene to the Eocene. This may imply that the Quaternary and Tertiary sedimentary processes were continuously affected by reworking of older sediments and subsequent resedimentation.

The changes of the sediment color, peak pattern of minerals and presence of reworked microfossils at the unit boundaries have been interpreted as evidence of authigenic formation. Mineralogical characteristics of the sediments in study area strongly indicates changes in paleoenvironments through geologic time, including changes in post-depositional conditions by physical processes and chemical mechanisms.

서론

심해저 퇴적물에서 나타나는 점토광물의 시공간적인 분포특성을 좌우하는 요인으로는 퇴적물의 성분, 유입경로, 지형적인 특성 뿐만이 아니라 과거 지질시대를 통해 퇴적, 침식을 되풀이하는 퇴적기작(Depositional mechanism)과 퇴적되는 시기 및 퇴적 후 퇴적물의 층서교란과 같은 생물학적인 작용과 이에 따른 퇴적물내 지화화적인 변화 등이 있다.

이와같은 요인에 의거하여 퇴적환경을 유추할 수 있는 지표광물(indicator mineral)인 점토광물의 광물학적 특성을 이용하여 시기를 달리하는 퇴적층의 특성을 규명하고, 이러한 결과를 퇴적물의 물리적 특성과 퇴적물의 지화화적인 변화 및 미고생물자료와 대비하여 그 상관관계를 통해 보다 면밀한 퇴적환경에 대한 분석이 가능하다.

본 연구의 목적은 퇴적심도(Core depth)에 따른 퇴적물의 광물학적인 특성을 통한 기원 규명과 퇴적당시와 퇴적 후 퇴적환경의 변화를 고생물학적인 결과와 비교하여 자생광물의 형성기작을 파악함과 동시에 지사대비를 통해 시기를 달리하는 퇴적층에서의 퇴적환경 변화를 이해하는데 있다.

연구지역

본 연구지역은 북위 13° 20'N~15° 40'N, 서경 139° 00'W~143° 20'W로 북적도 태평양 클라리온 균열대와 클리퍼튼 균열대사이의 북서부에 위치하는 한국심해연구(KODOS)91-1지역이다(Fig. 1). 조사지역 퇴적물의 퇴적상은 위도 10° N~20° N 사이의 생물기원 퇴적물대(Corliss & Hollister, 1979)에 속하며, 본 조사지역을 중심으로 클라리온 균열대 북부는 원양성점토(Pelagic clay)가 우세하고, 클리퍼튼 균열대 남부는 탄산질 연니(Calcareous ooze)가 우세하며, 본 조사해역은 원양성점토(Pelagic clay)와 규질연니(Siliceous ooze) 및 규질점토(Siliceous clay)가 혼재되어 나타나는 전이적인 퇴적상을 보인다(Fig. 1).

퇴적환경

동태평양 퇴적층은 기저로부터 합다금속(Polyme-

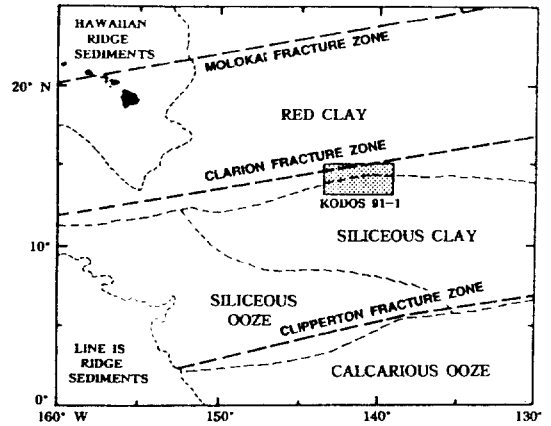


Fig. 1. Geography of the Equatorial North Pacific Ocean. Location of tectonic features are from Van Andel and Heath (1973). Distribution of surface sediment is from Horn et al (1973). Note the postulated trend of the siliceous ooze and siliceous clay zone trough KODOS91-1 area.

tallic) Line Island층, 탄산질층, 규질이 우세한 퇴적층으로 천이한다. 이러한 퇴적상의 천이는 동태평양 해저산맥(East Pacific Rise)으로부터 해저확장에 의해 해양지각이 북 또는 북서방향으로 점진적인 이동과 침강이 일어나는 동안 해저면이 탄산염 보상심도(Carbonate Compensation Depth: 약 4,600 m)보다 낮아져 탄산염 퇴적물이 용해되는 생물기원 퇴적물의 선별적 용해와 극히 낮은 퇴적속도(1~3 mm/10³ year)로 퇴적된 규질퇴적물과 육원성 점토 퇴적물의 퇴적에 의해 나타났다(Berger, 1973; Worsley and Davies, 1979; Theyer, 1977; Kennett, 1982). 태평양으로 유입되는 남극저층수(Antarctic bottom water: AABW)의 영향으로 용승작용이 활발해짐에 따라 적도 표층수내 생산력이 크게 증가함으로 탄산염 보상심도(Carbonate Compensation Depth: CCD)의 위치는 깊어지게 되고(Berger, 1979; Thunnell, 1981, Reid, 1962; Kennett et al., 1985), 남극저층수의 유입이 활발하여짐에 따라 클리퍼튼층의 Radiolarian Unit와 같은 규질퇴적물이 선택적으로 퇴적된 것으로 보인다(Berger, 1970; Shor and Poore, 1979; Vincent and Killingley, 1985). 이러한 퇴적환경의 변화는 적도이북의 위도선에 평행한 퇴적상을 이루게 되었다(Fig. 1).

과거 지질시대를 통해 저층해류는 현재(12 cm/sec)와 같이 미약(Gardner et al., 1984)하지 않고,

퇴적물의 혼합, 퇴적결층의 형성(Hayes et al., 1969; Johnson, 1974)과 국부적인 저층해류의 영향을 받아 형성된 해자(Moat)와 여러형태의 bedform 및 퇴적결층을 형성하기에 충분할 정도로 강했던 것으로 보인다. 특히, 마이오세-플라이오세 시기에는 저층해류의 영향으로 퇴적물의 혼합과 퇴적층의 침식으로 인한 여러형태의 bedforms과 퇴적결층을 형성하였다(Hayes et al., 1969; Lonsdale, 1981; Johnson, 1972).

KODOS91-1지역의 수심은 4,900~6,200 m 내에서 변화하며, 북서방향으로 가면서 깊어지는 경향을 보인다. 동부지역은 해저면의 경사가 비교적 완만한 해저평원의 특성을 보여주는 반면에 남서부지역은 해저산과 해저능이 발달함에 따라 복잡한 지형적 특성을 갖는다. 대부분의 해저산들은 급격한 경사를 이루고 있으며, 2~3 km의 폭과 400~500 m의 표

고를 보이고 있다. 이들 해저산들은 대체로 클라리온-클리퍼튼 균열대 지역의 수심변화와 일치하는 동서 방향으로 배열되어 해저산맥을 형성하지만, 단층에 의해 나타나는 양상은 매우 복잡하다. 해저산들은 연구지역 서쪽에 위치한 Line Islands Ridge를 이루는 해저산 및 화산섬들과 마찬가지로 해저 화산활동에 의해 형성되었으며, 그 형성시기는 백악기말경으로 보고 있다(Sclater et al., 1971; Herron, 1972).

Air-gun 탄성과 탐사자료에 의하면(한국해양연구소, 1992), 퇴적층의 두께는 대체적으로 400 m 정도이나 해저산 및 해저능의 발달과 단층등의 영향으로 불규칙한 분포양상을 보여준다. 3.5 kHz 음파 기록에 의하면(한국해양연구소, 1992), 퇴적층은 산란반사층에 의해 최상부층의 음파 투명층(Acoustic transparent layer)과 불투명층(Opaque layer)으로

Table 1. Relative contents of the clay minerals in the KODOS91-1 area.

Station No. Location Water depth(m)	Sampling Depth(cm)	Relative contents (%)				Sm/Il
		Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite	
BO1 13° 00.1' N 141° 24.3' W 4,890	1	54.59	34.14	5.03	6.25	1.60
	8	55.67	33.30	5.20	5.82	1.67
	20	57.42	32.04	4.76	5.77	1.79
	50	60.62	27.80	5.07	6.51	2.18
BO3 14° 00.1' N 140° 50.0' W 4,975	1	51.02	34.30	6.85	7.83	1.49
	8	61.61	26.31	7.09	4.99	2.34
	20	72.42	16.76	7.21	3.61	4.32
	40	85.89	8.61	5.50	0.00	9.98
BO5 14° 00.0' N 139° 40.6' W 4,790	1	40.26	41.82	8.50	9.42	0.96
	8	69.47	17.66	7.11	5.76	3.93
	35	82.37	11.20	6.42	0.00	7.35
B20 13° 20.4' N 142° 35.3' W 4,790	1	59.91	21.78	8.25	10.06	2.75
	8	79.32	15.38	3.26	2.04	5.16
	20	81.10	14.56	4.34	0.00	5.57
	35	79.42	15.82	2.48	2.28	5.02
B24 14° 20.4' N 143° 11.0' W 4,790	1	52.25	34.74	5.66	7.35	1.50
	8	57.66	32.30	4.46	5.58	1.79
	20	72.84	17.36	4.91	4.90	4.20
	35	74.74	11.09	7.09	7.08	6.74
B34 15° 24.0' N 139° 40.6' W 6,045	1	53.86	34.49	3.55	8.10	1.56
	8	56.21	32.43	4.68	6.68	1.73
	20	82.74	9.83	1.47	1.47	8.88
	40	97.55	1.41	0.71	0.70	69.18

* Sm/Il: Ratio of Smectite and Illite

Table 2. Relative abundance of radiolarians observed from KODOS91-1 box core samples.

Core Number	Sampling Level (cm)	Range of Taxonomy	Abundance of Microfossils			
			Quat.	Miocene	Oligocene	Eocene
B01	1~4	Quat-Miocene	xxxx	xxx		x
	8	Quat-Miocene	xxx	xxx		x
	20	Quat-Miocene	xxx	xxx		x
	50<	Miocene-Eocene	x	x	x	x
B03	0~3	Quat-Miocene	xxx	xxx		
	6	Quat-Miocene	x	x		x
	20	Quat-Miocene	x	x		
	35<	Quat-Miocene	x	x		
B05	0~3	Quat-Miocene	xxxx	xxx		
	6	Quat-Miocene	x	x	x	
	34	Miocene-Oligocene	x	x	xx	x
B20	0~3	Quat-Miocene	xxxx	xxx		x
	6	Quat-Eocene	xxxx	xxx	xx	x
	10	No detected				
	40	No detected				
B24	1~4	Quat-Eocene	xxxx	xxx	xx	x
	10	Miocene-Eocene	x	xx	x	x
	45	Eocene				x
B34		No fossils				

* xxxx: Abundant, xxx: Common, xx: Fewer, x: Rare

구분되며, 투명층 내부에는 불연속적인 내부반사층(internal reflectors)이 발달하고 있어 과거 지질시대를 거치면서 활발한 침식작용이 있었음을 보여주고 있다. 또한, 해저면에는 여러형태의 sediment wave들이 발달하여 있으며, 해저산 등의 기저부에는 침식작용에 의해 해자(moat)가 발달하여 있으며, 이들의 방향성은 조사지역의 서쪽으로부터 강한 저층해류의 유입이 있었음을 시사하고 있다.

분석방법

KODOS91-1지역에서 채취한 박스코어 퇴적물내 점토광물 분석과 미고생물 분석은 퇴적층의 특성에 따라 채취정점 및 심도를 결정하였다(Table 1, 2).

코어를 절개하여 채취한 퇴적물 100g을 2차 증류수로 반복 세척한 후 탄산염과 유기물을 제거하였다. 순수하게 남은 퇴적물중에 2 μm 이하에 해당하는 입자를 피펫으로 50 ml씩 추출하여 원심분리기로 농축한 후, 광물결정과 함량분석을 위해 슬라이드 글래스에 발라 대기 중에서 건조시켰다.

각각 만들어진 슬라이드는 광물결정을 위해 Gibbs (1965)에 의한 무처리 시료와 Brunton(1955)에 의한 Ethylene glycolation시킨 슬라이드를 Phillips Nor-elco PW 1710 X-선 회절분석기로 Nickel-filtered Radiation을 이용, 주사속도를 1.8° 20/min으로하여 3-32° 2 θ 까지 주사하여 분석하였다.

점토광물의 상대 함량분석을 위해 Biscaye(1965)에 의해 Ethylene glycol처리한 시료의 Diffractogram상에서 17Å의 피크면적을 Smectite(001), 10Å의 피크면적을 Illite(001)로 하였으며, 7Å 피크면적은 무처리시료의 Diffractogram상에서 3.57Å을 Kaolinite(002), 3.54Å을 Chlorite(003)로 하여 상대적 높이(Peak heights)를 가지고 분석하였다.

또한, 지사 및 고해양환경특성을 파악하기 위해 퇴적물내 방산층을 추출하였다. 방산층 추출을 위한 시료처리는 Sanfilippo(1985)의 표준시료처리방법을 기본으로 하였으며, 각 시료에 대한 슬라이드를 만든 후 Leitz Photomicroscope를 이용하여 최고 200개체 이상의 개체분류를 시도하였다.

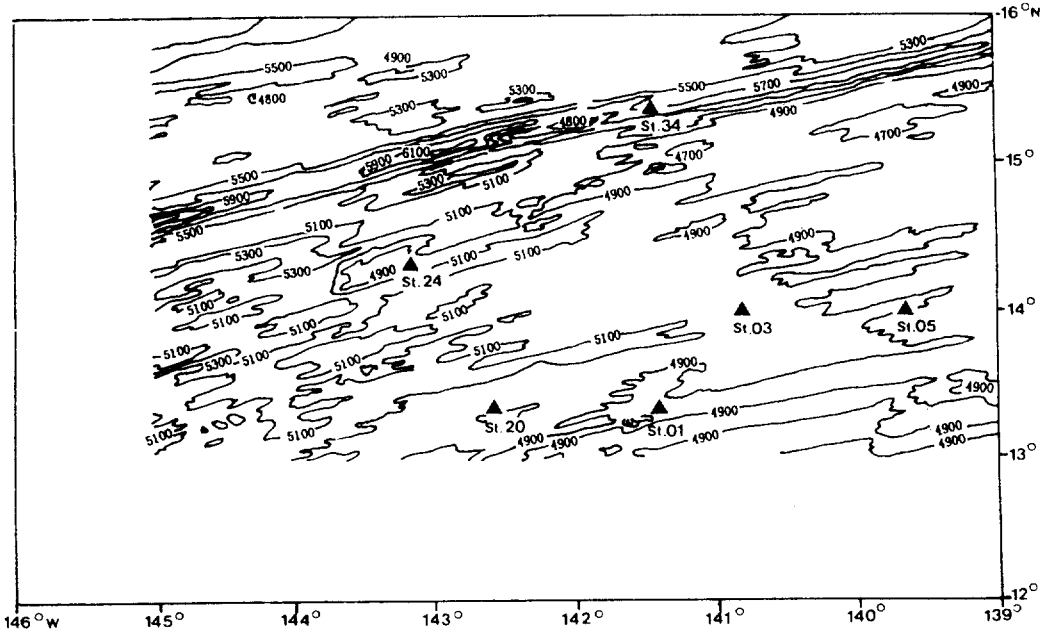


Fig. 2. Map showing the bathymetry and Sampling stations in the KODOS91-1 area.

결과 및 토론

박스코어로 채취된 퇴적층은 크게 3개의 퇴적상 (Unit)로 나누어 볼 수 있으며(해양연구소, 1991), 조사지역에서 나타나는 각각의 퇴적상을 요약하면 다음과 같다(Fig. 3-1, 3-2).

Unit I은 최상부 퇴적층에 해당하며, 퇴적물의 평균입도(Mean grain size)는 9~10φ로 층리(Lamination)가 인지되지 않는 균질한 퇴적층을 이루고 있다. 물리적 특징은 심해에서 조사된 혼합층(Berger et al., 1979) 또는 경계층(Sorem et al., 1979)과 유사하며, 퇴적물은 단괴성장과 해저에 부유하는 단괴를 집적시키는 주요인이라고 할 수 있는 Peneliquid layer(Halbach et al., 1979)를 이루고 있다.

Unit II는 생물교란작용(Bioturbation)을 받은 흔적이 뚜렷히 나타나는 것이 특징이며, 다량의 미세 망간단괴와 fecal pallet이 변질된 것으로 보이는 산화물(Oxides)이 인지되는 것으로 보아 전이층(Berger et al., 1979)의 특성을 나타내고 있다. 평균입도(Mean grain size)는 11~12φ로 Unit I보다 세립질을 이루고 있다.

Unit III는 Unit II에서 나타나는 생물교란작용보다 뚜렷하지는 않으나 생물교란흔적은 주로 Halo

또는 단순한 형태를 갖는 것들이다. 또한 정점 3의 Unit III는 탄산질 연니로 chalk화된 것으로 나타나기도 한다. Unit II와 Unit III는 퇴적층의 전단응력이 매우 크고(70 g/cm²), 생물교란흔적이 나타남으로 점차 퇴적층화하는 Historic layer(Berger et al., 1979)의 특징을 보여주며 입도는 매우 세립질로 이루어져 있다.

점토광물 분석결과, 전 정점에 걸쳐서 상부표층부(Unit I)에서는 일라이트, 카올리나이트, 크로라이트와 같은 육성 기원 퇴적물의 유입에 의한 영향을 크게 받았으며, 정점 1은 퇴적층의 심도(Core depth)에 따른 각 광물의 분포변화가 뚜렷하게 나타나지 않는 반면에 정점 3, 5, 24, 34에서는 심도에 따른 전이적인 함량변화를 보이기 보다는 퇴적물의 색상변화가 나타나는 Unit I과 Unit II의 경계부에서부터 각 광물의 분포함량이 뚜렷히 감소 또는 증가하는 특징을 보여주고 있다(Table 1, Fig. 3-1, 3-2).

특히, 심해퇴적물에서 망간단괴의 형성기작과 밀접한 관계가 있는 스멕타이트의 경우(Marchig and Gundlach, 1981; Hain et al., 1979), 전반적으로 상부표층(0~8 cm)에서는 40.26~54.59%의 함량을 보이나 Unit II 상부와 하부에 해당하는 8~20 cm 부근에서는 55.67~87.24%를 보이며, Unit II 하부와

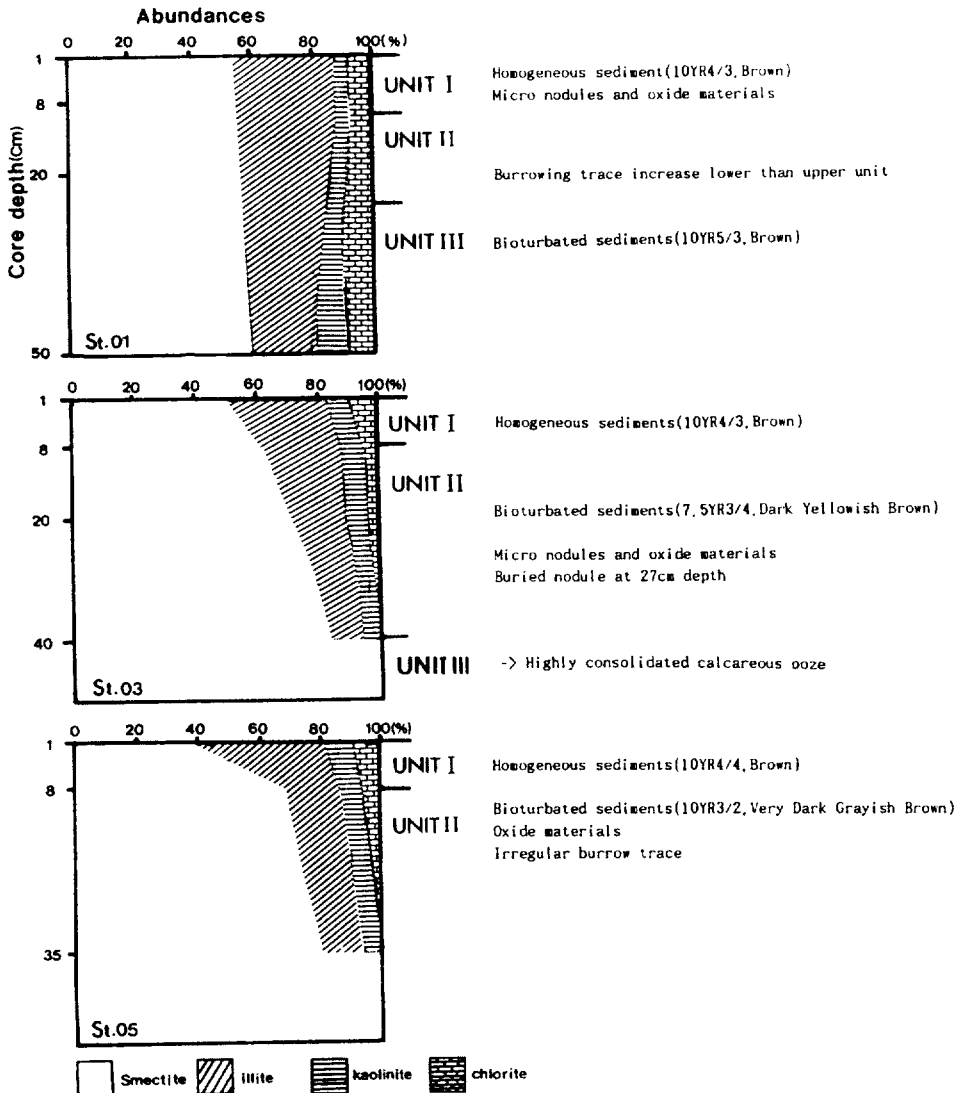


Fig. 3. Vertical distribution of major clay mineral and core description in the box core samples.

Unit III가 나타나는 최하부층에서는 60.62~97.55%의 고함량을 나타내고 있다.

이와같이 광물의 함량변화가 점진적 변화 또는 특정한 심도에서 높게 나타나는 이유는 본 연구해역에서 나타나는 퇴적물의 경우, 퇴적물이 매우 낮은 지역임에도 불구하고 퇴적이 일어날때 또는 퇴적후 퇴적-침식-재퇴적이 반복되는 퇴적물의 재동작용에 의한 선별퇴적과 생물교란작용이 활발하게 진행됨으로 퇴적물내 금속원소의 재분포가 특징적인 지역임을 시사하고 있다.

일라이트의 경우, 스멕타이트와는 달리 Unit I에서 34%이상의 함량을 보이다가 하부층으로 가면서 평균 12.67% 내외의 저함량을 나타내는데 이는 육성기원 퇴적물의 공급이 하부층으로 가면서 영향을 미치는 정도가 미약했음을 의미하며, 육성기원과 자생기원으로 대별되는 일라이트와 스멕타이트의 상대함량비를 비교한 결과, Unit I에서는 그 비가 평균 1.65이고, Unit I과 Unit II 경계부인 8cm 이하에서부터는 평균 4.54로 두 광물의 상대함량비가 상부층에서 하부층으로 가면서 높게 나타나고 두

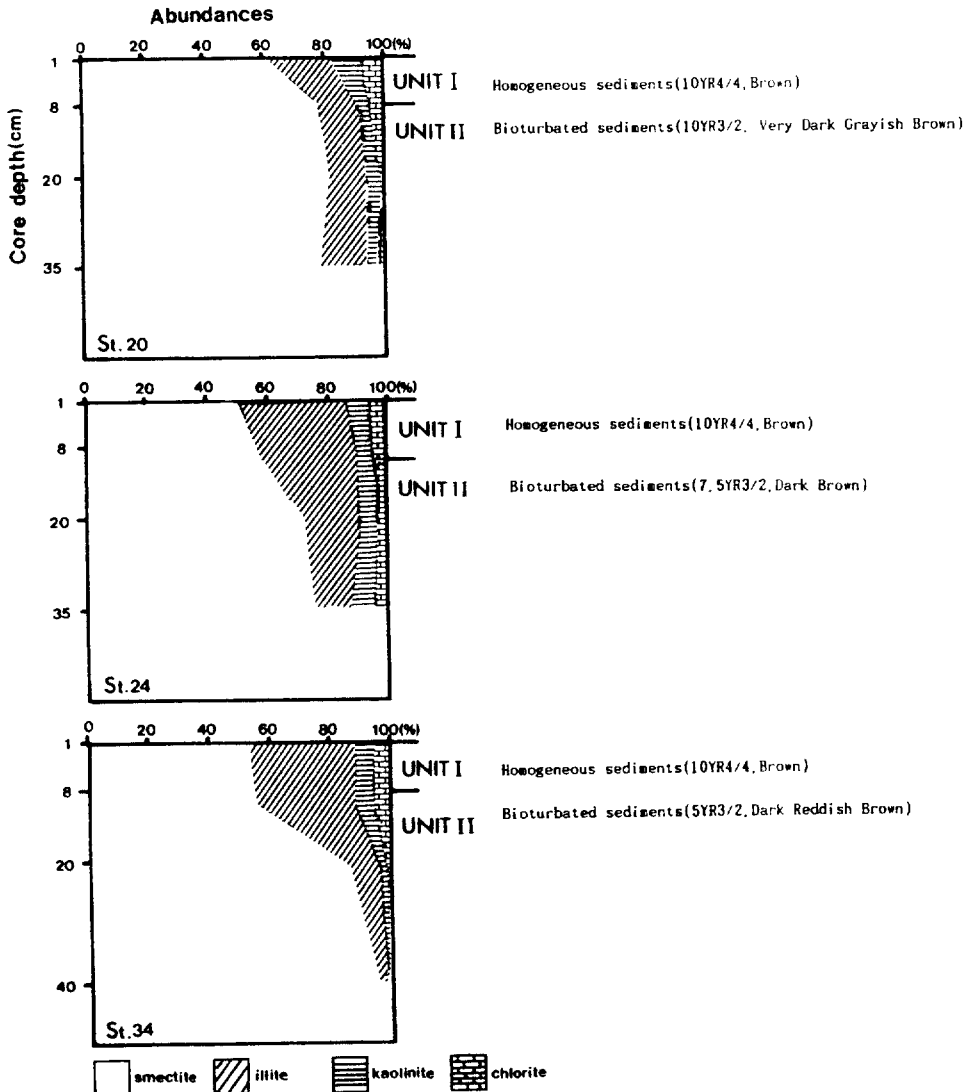


Fig. 4. Vertical distribution of major clay mineral and core description in the box core samples.

퇴적층의 경계부에서 그 값이 크게 변하는 것이 이와같은 퇴적환경적 요인을 뒷받침하고 있다(Table 1).

조사해역의 퇴적층에서 나타나는 미고생물 중에서도 방산충(Radiolarian)에 대한 분석결과 전반적으로 제 4기종과 제 3기종이 주로 Unit I과 Unit II 상부에서 혼재되어 있으며(Table 2), 산출개체수와 산출양태도 비교적 양호하게 보존되어 나타난다. 그러나 하부층으로 가면서 개체수가 급격히 감소하며, 그 산출되는 상태도 거의 마모되고 방산충 내

부도 clod의 형태로 충전된 침윤된 외관을 보이고, 산출되는 방산충도 마이오세 중기에서 에오세에 해당하는 종이 나타남으로 뚜렷한 층의 구분이 이루어진다. 정점 3과 정점 20의 경우는 각각 35 cm와 10 cm 이하에서 방산충이 전혀 나타나지 않는데 이는 저층해류에 의한 용해작용의 가속과 침식에 의한 퇴적결층의 가능성을 시사하고 있다(김, 1993).

한국심해연구해역(KODOS91-1)에서 채취한 박스 코어 시료상에 뚜렷히 대비되는 두 퇴적층에서 점토광물의 분포는 다음과 같은 요인에 의해 그 특성이

Table 3. Comparison of the representative X-ray diffractogram patterns with each factor in the box core sediments.

	Color	Smectite (%)	Crystallinity (FWHM: cm)	Age	Peak Pattern
Surface	Brown 10YR1/1	49.9	4.3	Quat. Sed.	
	Brown 10YR5/3	61.0	4.0	Quat. Sed. Ter. Sed.	
Middle-Bottom	D.Y. Brown 7.5YR3/4	67.0	4.1	Quat. Sed. Ter. Sed.	
	V.D.G. Brown 10YR3/2	74.4	4.1	Ter. Sed.	
	D. Brown 7.5YR3/2	74.7	3.9	Ter. Sed.	
	D.R. Brown 5YR3/2	92.4	3.7	Ter. Sed.	

FWHM: Full Width Half Maximum

결정된다.

육성기원 퇴적물의 유입

Heath(1969)와 Corliss & Hollister(1979)에 의하면 제 4기 퇴적물에서 스멕타이트(몬모릴로나이트)의 함량은 40% 이하의 낮은 함량을 보이고, 일라이트, 카오리나이트, 크로라이트와 석영이 비교적 높은 함량으로 나타나는 것은 화산 쇄설질의 공급 변화(Peterson and Griffin, 1964)가 있었다기 보다는 Cenozoic 후기에 바람에 의해 운반된 육성기원 물질의 영향이 크게 미쳤기 때문이라고 하였다. 본 연구지역에서도 점토광물의 기원규명을 위해 가장 특징적으로 나타나는 광물인 스멕타이트와 일라이트의 상대함량비(Smectite to Illite ratio) 분석결과, 제 4기 퇴적물이 주를 이루고 있는 Unit I에서는 모든 정점이 공히 1.5~2.75로 나타났으며, 그보다 연령이 오래된 퇴적물로 구성되어있는 Unit II에서는 정점 1을 제외하고 그 함량비가 3 이상(스멕타이트함량 70% 이상)으로 높게 나타나는 것으로 보아 육성기원 퇴적물의 유입에 의한 영향이 Unit I에 주로 나타났음을 보여준다(Table 1). 이는 북-중앙 태평양 일대에서 바람에 의해 운반된 육성기원 퇴적물의 재분포가 제 4기에 집중되었다는 결과와 일치하며 본 조사해역이 남쪽의 생물기원대(위도 10° N 이하)

와 북부의 적점토(Red clay)가 주로 나타나는 쇄설기원대(20° N 이상)사이의 전이적인 환경에 속하므로(Corliss & Hollister, 1979) 위와같은 점토광물의 기원을 뒷받침한다.

자생광물(Authigenic mineral)로서의 스멕타이트 형성기작

심해퇴적물내에서 나타나는 점토광물내 스멕타이트의 분포 및 기원을 논하는데 있어서는 크게 쇄설기원(Aoki and Kohyama, 1991), 자생기원(Hein and Sholl, 1978)과 해저화산 또는 열수기원(Hein et al., 1979)으로 나누어 볼 수 있다. 본 조사해역의 퇴적층에 분포하는 스멕타이트는 속성작용을 받아 자생적으로 형성된 스멕타이트가 주를 이루고 있다. 그 이유는 Diffractogram 상에서 나타나는 스멕타이트의 피크양상과 하부퇴적층에서 나타나는 방산층의 산출상태이다. 상대적으로 연령이 어린 상부퇴적층에서 나타나는 스멕타이트의 피크양상은 매우 불량하게 나타나는 반면에 하부를 이루고 있는 연령이 오래된 퇴적물로 가면서 양호한 결정상태를 보여주고 있다(Table 3). 제 4기와 제 3기의 퇴적물의 입도 개념에서도 제 3기로 가면서 Heath(1969)는 방산층의 각질내부(Radiolarian tests)에 충전되어 있는 opaline이 Siliceous cement로 치환되어 입도가 조

립화되는 속성작용의 결과로 해석하였다. 그러나 제 3기 퇴적물로 가면서 입도가 오히려 세립화되는 것은 속성작용에 의해 형성된 초기의 미결정질의 복합물(Mixture)이 화학적인 분별작용과 지속적인 속성작용에 의해 재결정화(Recrystallization)가 진행된 결과로 생각된다.

또한 주목할만한 내용으로는 Unit II상부와 최상부층인 Unit I까지 제 4기와 제 3기에 해당하는 방산층이 혼재되어 나타난다는 것과 그 하부층에서 나타나는 방산층의 산출상태가 마모되고 침윤된 외관을 보인다는 것이다. 이는 상부층의 경우 생물교란작용에 의한 퇴적물의 재동작용(Reworking)이 활발했다는 것을 의미하며, 하부층의 마모되고 침윤된 외관과 내부에 clod가 충전되어 나타난다는 것은 방산층 각질 내부가 해수에서 침전된 철과 망간의 분리기작을 유발하는 스멕타이트 형성에 최적의 환경을 제공한다고 할 수 있는데, Hain 등(1979)은 철과 망간의 분리기작이 중앙 태평양에서 방산층 연니가 다량으로 나타나고, 망간단괴 부존밀도가 높은 지역에서 단괴내 망간의 함량이 높게 나타나는 요인이라고 하였으며, Aoki et al(1979)은 북동 태평양일대에서 나타나는 스멕타이트는 철의 함량이 높게 나타나는 자생광물이라고 하였다. 이러한 결과에 비추어볼 때 자생 스멕타이트의 생성은 침전된 망간과 철의 분리기작을 유발함으로써(Marchig and Gundlach, 1981) 철의 일부는 자생광물의 성장에 이용되고, 망간은 단괴생성에 이용된다. 속성작용이 계속되는 동안 방산층의 외각질은 용해되고 내부에서 형성된 스멕타이트는 용해되지 않고 그대로 존재함으로써 스멕타이트는 방산층 잔해가 상당히 마모되고 침윤되어 나타나는 오래된 퇴적물에서 높은 함량을 보이게 된다(Heath, 1969). 이러한 결과는 본 조사해역에서 산출된 단괴가 높은 Mn/Fe비를 가진 속성기원의 r(rough)-형태의 단괴가 주를 이루는 것(한국해양연구소, 1991)과 밀접한 관계가 있는 것으로 생각된다.

퇴적물의 색상과의 관계

Johnson(1972)과 Piper and Monteith(1986)의 연구결과와 비교시 퇴적층의 색상에 따라서 점토광물의 상대함량도 특징적으로 나타난다(Fig. 3-1). Munsell(1975)의 Soil colour charts로 확인한 퇴적층의

색상과 미고생물 분석자료에 의하면 퇴적층 상부의 brown계통(10YR4/3-4)의 퇴적물은 제 4기 퇴적물이 주를 이루고, 하부 Dark brown(7.5YR3/4, 10YR3/2)계통의 퇴적물은 연령이 더 오래된 제 3기 퇴적물이다. 제 3기 퇴적물은 주로 스멕타이트로 구성되어 있는데 비해서 제 4기 퇴적물은 스멕타이트, 일라이트, 카오리나이트, 크로라이트와 석영이 나타나며, 색상이 Dark brown으로 가면서 Diffractogram상에서 스멕타이트의 결정상태가 매우 양호해지고, 석영과 일라이트는 점차 감소해지는 양상을 확인할 수 있다(Table 3). Lyle(1983)에 의하면 적도중앙태평양(Central Equatorial Pacific)에서 나타나는 스멕타이트는 산화 환원환경을 지시하는 지표광물(Indicator mineral)로서 퇴적물의 색상이 녹색(Green)-회색(Gray)을 띠는 것은 Fe(III)가 Fe(II)로 환원되는 환경에서 나타나며, Fe가 Fe(III)로 존재하는 것은 산화되는 환경으로 노란색(Yellow) 또는 갈색(Brown)의 색상을 보이는 퇴적층으로 나타난다. 그러나 정점 34의 경우, Unit II 이하에서 나타나는 퇴적층은 퇴적층의 색상(Dark Reddish Brown), 점토광물의 피크양상, 방산층이 나타나지 않는 특징과 주변지역이 클라리온 균열대에 접하는 지역적인 특성을 고려할 때, 다른 정점에서 나타나는 퇴적상과는 다른 화산 쇄설층의 특성을 보이는 것으로 사료된다. 정 등(1991)의 연구에 의하면 시기를 달리하는 두 퇴적층에서 나타나는 색상, 금속성분의 함량과 함수량, POC와 같은 지화학적 특성차이는 속성작용의 지속성에 의해 기인하는 것이라고 보았다. 또한, Unit II부근에서 생물교란혼적, 미세망간단괴(Micro nodules)과 망간산화물(Mn oxides)이 다량으로 나타나는 것이 매우 특징적이다(Fig. 3-1, 3-2). 이는 생물교란작용이 심해퇴적물내 금속원소의 재분포 뿐만 아니라 단괴형성에 중요한 기작요인(Piper et al., 1986)이 되고, 상부층과 하부층 사이의 퇴적결층에 따른 퇴적물 산화도가 높아짐으로 속성작용이 금속원소의 재동성을 가중시켜 망간단괴 성장에 필요한 주요 금속의 공급원을 이루게 된다.

결 론

본 조사해역에서 채취한 박스코어 퇴적물 시료에 대한 점토광물의 수직적 분포, 결정상태와 퇴적심

도에 따른 방산층에 대한 분석결과 시기를 달리하는 퇴적층간에 변화양상이 뚜렷히 대비됨을 보여준다.

상부퇴적층은 생물교란작용과 퇴적물의 재동작용에 의해 제 4기 퇴적물과 제 3기 퇴적물이 혼재되어 나타나고 있으며, 점토광물의 분포도 상부표층에서는 육성기원의 광물과 자생기원의 스멕타이트가 혼합되어 있으며, 스멕타이트의 결정도는 하부층에 비해 불량한 반면에, 석영과 일라이트가 상대적으로 높게 함유되어 있음을 보여준다. 그러나 하부퇴적층으로 가면서 방산층의 개체수는 급격히 감소하고, 내부가 clod로 충전되고, 침윤된 산출상태를 보이며, 마이오세 중기와 에오세에 해당하는 방산층 종들이 출현한다. 이와동시에 스멕타이트의 함량은 급격히 증가하고, 일라이트, 카오리나이트와 같은 육성기원의 광물의 함량은 감소하는 양상을 보여준다.

퇴적물의 색상, 스멕타이트의 결정도와 방산층에 대한 분석결과는 이 지역의 스멕타이트는 속성작용을 받아 자생적으로 형성되었음을 의미하며, 생물교란작용의 흔적과 미세망간단괴, 망간산화물의 출현은 퇴적물의 재동작용과 속성작용에 의한 금속원소들의 재분포가 광물형성의 주요 기작요인임을 의미한다.

감사의 글

심해저 연구에 작은 결실을 맺을수 있도록 헌신적으로 도와주신 심해저 사업단원들께 감사를 드립니다. 진지한 조언과 자세한 심사를 통해 연구의 틀을 잡아주신 서울대학교 해양학과 이창복교수님과 다른 한분의 심사위원께도 감사를 드립니다.

참고문헌

- 김기현, 1993. 저위도 태평양 심해저에서 산출된 방산층을 이용한 고해양환경분석. 한국해양연구소 BSPE 003 02-545-5.
- 정희수, 강정극, 정갑식, 신동혁, 1991. KODOS-89지역 표층의 황색퇴적물과 그 하부 갈색퇴적물의 지구화학적 특성. 한국해양학회지 26(3): 193-203.
- 한국해양연구소, 1991. 태평양 심해저 광물자원개발 연구. BSPG 00118-369-5.
- 한국해양연구소, 1992. 태평양 심해저 광물자원개발 연구. BSPG 00143-2-452-5.
- Aoki, S., N. Kohyama, and T. Sudo, 1979. Mineralogical and chemical properties of smectites in a sediment core from the southeastern Pacific. Deep-sea Research, 26(A): 893-902.
- Aoki, S. and N. Kohyama, 1991. The vertical change in clay mineral composition and chemical characteristics of smectite in sediment cores from the Southern part of the central Pacific Basin. Marine Geology, 98: 41-49.
- Berger, W. H., 1970. Biogenous Deep-Sea Sediments: Fractionation by Deep-Sea Circulation. Geol. Soc. American Bull., 81: 1385-1402.
- Berger, W. H., 1973. Cenozoic sedimentation in the eastern tropical Pacific. Geol. Soc. American Bull., 84: 1941-1954.
- Berger, W. H., A. A. Edkale and P. P. Bryant, 1979. Selective preservation of burrows in deep-sea carbonates. Marine Geology, 32: 203-230.
- Biscaye, P. E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-seas and Oceans. Geol. Soc. Am. Bull., 76: 803-832.
- Brunton, G. D., 1955. Vapour pressure glycolation of oriented clay minerals. Am. Mineralogist, 40: 124-126.
- Corliss, B. H., and C. D. Hollister, 1979. Cenozoic sedimentation in the Central North Pacific. Nature, 282: 707-709.
- Gardner, W. D., L. G. Sullivan, and E. M. Thorndike, 1984. Long-term photographic, Current and nephelometer observations of manganese nodule environments in the Pacific. Earth and Planetary Science Letters, 70: 95-109.
- Hain, J. R. and C. R. Ross., E. Alexander and H. W. Yeh, 1979. Mineralogy and diagenesis of surface sediments from DOMES areas A, B, and C In: J. L. Bischoff and D. Z. Piper (Editors). Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province, 365-396.
- Gibbs, R. J., 1965. Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting techniques. Am. Mineralogist, 50: 741-751.
- Halbach, P., E. Rhem, and V. Marchig, 1979. Distribution of Si, Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Zn, Pb, Mg and Ca in grain-size fractions of sediment samples from a manganese nodule field in the central Pacific Ocean. Marine Geology, 29: 237-252.
- 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. Am. Bull., 80: 1481-1514.
- Heath, G. R., 1969. Mineralogy of Cenozoic Deep-Sea Sediments from the Equatorial Pacific Ocean. Geol. Soc. Am. Bull., 80: 1997-2018.
- Hein, J. R., and D. W. Sholl, 1978. Diagenesis and distribution of late Cenozoic volcanic sediments in the Southern Bering Sea. Geol. Soc. Am. Bull., 89: 197-210.
- 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 Clay Miner., 27: 185-194.

- Herron, E. M., 1972. Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific. *Geol. Soc. American Bull.*, **83**: 1671-1692.
- Johnson, D. A., and T. C. Johnson, 1969. Sediment redistribution by bottom currents in the Central Pacific. *Deep-Sea Research*, **17**: 157-169.
- Johnson, D. A., 1972. Ocean-Floor Erosion in the Equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**: 3121-3144.
- Johnson, D. A., 1974. Deep Pacific circulation: intensification during the early Cenozoic. *Marine Geology*, **17**: 71-78.
- Kennett, J., 1982. *Marine Geology*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, p.813.
- Kennett, J. P., G. Keller, and M. S. Srinivasan, 1985. Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region. In: J. P. Kennett(Editor), *The Miocene ocean: Paleooceanography and biogeography*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, No. 163, p.197-236.
- Lonsdale, P., 1981. Drifts and ponds of reworks pelagic sediment in part of the southwest Pacific. *Marine Geology*, **43**: 153-193.
- Lyle, M., 1983. The brown-green color transition in marine sediments: A marker of the Fe(II)-Fe(III) redox boundary. *Limnol. Oceanogr.*, **28**(5): 1026-1033.
- Marchig, V., and H. Gundlach, 1981. Separation of Iron from Manganese and Growth of Manganese Nodules as a Consequence of Diagenetic Ageing of Radiolarians. *Marine Geology*, **40**: 35-43.
- Munsell, 1975. Soil colour charts. Kollmorgen, Baltimore, Md.
- Perterson, M. N. A. and J. J. Griffin, 1964. Volcanic and Clay minerals in the South eastern Pacific. *Jour. of Marine Research*, **22**(1): 13-21.
- Piper, D. Z., P. D. Rude, and S. Monteith, 1986. The Chemistry and Mineralogy of Haloed Burrows in Pelagic Sed. at DOMES Site A: the Equatorial North Pacific. *Marine Geology*, **74**: 41-55.
- Reid, J. L. Jr., 1962. On circulation, phosphate-phosphorous content, and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **7**: 287-306.
- Sanfilippo, A., M. J. Westberg, and W. R. Riedel, 1985. Cenozoic Radiolaria. In: Bolli, H. M., et al., Eds., *Planktonic Stratigraphy*. London: Cambridge University Press, P.631-712.
- Sclater, J. G., R. N. Anderson and M. L. Bell, 1971. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *Jour. Geophys. Res.* **76**(32): 7888-7915.
- Shore, A. N. and R. Z. Poore, 1979. Bottom currents and ice rafting in the north Atlantic: Interpretation of Neogene depositional environments of Leg 49 cores. *Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj.* **49**: 859-872.
- Sorem, R. K., W. R. Reinhart, R. H. Fewkes and W. D. McFarland, 1979. Occurrence and character of manganese nodules in DOMES Sites A, B and C, east equatorial Pacific Ocean. In: J. L. Bischoff and D. Z. Piper, (Editors), *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*. Plenum, New York, p. 475-527.
- Theyer, F., 1977. Micropaleontological dating of DOMES project box cores from test areas A and B, tropical Pacific. In: D. Z. Piper(Editor), *Deep ocean mining environmental study: geology and geochemistry of DOMES Sites A, B and C, equatorial north Pacific*. U. S. Geol. Surv., Open-File Rep., 77-778, p. 179-194.
- Thunnell, R. C., 1981. Cenozoic paleotemperature changes and planktonic foraminiferal speciation. *Nature*, **289**: 670-672.
- Van Andel, J. H., and G. R. Heath, 1973. Geological results of Leg16: the central equatorial Pacific west of the East Pacific Rise. In: *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, Van Andel, J., Heath G. R. et al., editors. U. S. Govt. Printing office, **16**: 937-949.
- Vincent, E. and J. S. Killingley., 1985. Oxygen and carbon isotope record for the early and middle Miocene in the central equatorial Pacific(Leg 85) and paleoceanographic implications. *Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj.*, **85**: 749-770.
- Worsley, T. R., and T. A. Davies., 1979. Cenozoic sedimentation in the Pacific Ocean: steps toward a quantitative evaluation. *Jour. of Sed. Pet.*, **49**: 1131-1146.