

BSPE 00087 - 137 - 5

黃海中東部 홀로세의 古環境

A Study on Holocene Paleoenvironments  
of the Middle Eastern Yellow Sea

1987. 2.

韓國科學技術院  
海洋研究所

# 提 出 文

海洋研究所長 貴下

이 報告書를 “黃海中東部 홀로세의 古環境” 사업의 최종 보고서로  
제출합니다.

1987年 2月 28日

韓國科學技術院 海洋研究所

研究責任者 蔣 舜 權

研 究 員 鄭 惠 京

# 要 約 文

## I. 題 目

黃海中東部 홀로세의 古環境

## II. 研究開發의 重要性 및 目的

黃海는 東北亞細亞에 위치한 緣邊海로써, 현재는 黃河 및 韓半島로부터 막대한 양의 堆積物이 流入되는 大陸棚海이다. 그러나, 지금으로부터 18,000年前인 最後 最大氷河期 (The Last Glacial Maximum)에는 陸上에 露出된 곳으로써, 이후 오늘날의 바다로 된 곳이다. 따라서, 黃海의 古環境 (Paleoenvironment) 연구로 黃海가 만들어진 과정을 밝힐 수 있다. 이러한 古環境研究는 연구지역과 한국해역의 地質을 이해하는 데에 필수적이며, 나아가서 연구지역의 이 보다 더 오래된 지질 시대의 지질을 연구하고 자원을 개발하는 데에 중요한 참고가 될 수 있다.

이 研究의 目的은 연구재료가 얻어진 지역, 즉, 黃海中東部 해역에서 연구재료가 堆積된 地質時代 동안의 古環境, 특히 古海洋 (Paleoceanography) 과 堆積環境을 밝히는 데에 있다.

## III. 研究開發의 內容

1. 堆積學的 研究 : 試錐心の 記載 및 試料의 粒度, 炭酸鹽, 有機物 총량의 수직적 분석 ;

2. 微古生物學的 研究 : 有孔蟲 (Foraminifera : 底棲有孔蟲 및 浮游有孔蟲) 의 絕對個體數, 底棲有孔蟲 (Benthic foraminifera) 의 多樣性, 優占度, 인접시료간의

相似度 및 浮游有孔蟲 (Planktonic foraminifera)의 產出程度로 古環境의 類推 및 復原 ;

3. 시추심의 帶分 (Zonation) 및 帶分된 分帶 (Zone)에 의거, 시추심간의 對比 (Correlation) 및 粒度에 따르는 堆積環境의 類推 ;

4. 시추심 堆積時代의 古海洋 및 堆積環境의 層序的 變化에 따라 古地理圖 (Paleogeographic map) 作成 ;

5. 研究지역에서의 금후 研究과제.

#### IV. 研究內容의 結果

1. 浮游有孔蟲의 產出증가로, 外海의 영향이 뚜렷이 나타나며, 이 영향은 底棲有孔蟲의 높은 多樣性和 낮은 優占度로써도 알 수 있다. 外海의 영향은, Pleistocene 末의 最後最大氷河期가 Holocene 에 들어서 解氷期를 맞으면서 나타나기 시작해서, 氣溫이 最高에 달했던 (Climatic Optimum) 中期 Holocene 에서 최고에 달하며, 後期 Holocene 으로 들어오면서 급격히 감소한다. 현재는 韓半島 南西쪽 연안에 위치한 시추심 1703 에서 外海의 뚜렷한 影响을 알 수 있다.

外海의 影响이 뚜렷할 때는 研究지역의 海수는 正常海水로써, 수온과 염분이 현재보다 높았던 것으로 생각된다. 外海의 影响이 적어질 때에는 低鹽分에 低溫으로써 현재보다 약간 높거나 아니면 비슷한 환경이었다.

2. 韓半島 남서쪽 연안에 위치한 시추심 1703 과 1402 에서는 細粒物質이 堆積할 수 있는 조용한 환경이었다. 研究지역의 다른 부분은, 中國 산둥반도쪽으로 위치한 1415, 1113 및 0813 의 上部를 제외하고는 堆積環境은 비교적 動的이었다. 1415, 1113, 0813 의 상부에서 세립물질이 급격히 증가하는 것은 19세기 중기의 黃河의 流路 변경결과로 생각된다.

3. 古環境을 類推, 復原해서, 古環境, 특히 古海洋과 堆積環境에 중점을 둔 古

地理圖를 작성했다.

4. 外海의 영향은 뚜렷이 2회, 덜 뚜렷이 1회가 감소하며, 이는 기후가 나빠지면서 **Paleo-Kuroshio Current**가 弱化되기 때문인 것으로 추정된다. 이 外海 영향의 감소는 연구지역에서 좋은 層序的 지시자가 되어서, 시추심들을 帶分(Zonation)하고 對比(Correlation)할 수 있게 한다.

5. 연구된 시추심의 지질시대는 初期 홀로세에서 後期 홀로세(Holocene)로 생각된다.

6. 연구결과는 中國東部 地方에서의 연구결과와 대비되며, 몇 가지 문제점이 제기되었다.

# ABSTRACT

## A STUDY ON HOLOCENE PALEOENVIRONMENTS OF THE MIDDLE EASTERN YELLOW SEA

Sedimentological and micropaleontological analyses of the cores cored from the middle Eastern Yellow Sea show paleoenvironmental changes during the Early to the Late Holocene.

Strong influences of the open sea are noted in the remarkable occurrence in number of planktonic foraminifera during the Early and the Middle Holocene. High diversities and low dominances of benthic foraminifera are also noted during the interval of strong open sea influence. It appears that environments of the open sea in the study area are not good for the ecology of planktonic foraminifera, as the size of planktonic foraminifera is relatively small throughout all the cores except Core 1810 located at the entrance to open sea. It seems that this phenomenon is due to marginal conditions such as lowered temperature and salinity in consequence of mixing and dilution of open sea water in the study area. On the other hand, reduced influences of open sea are characterized by the reduced number of planktonic foraminifera and by the occurrence of few benthic species with high dominance. Influences from the open sea, culminating during the Climatic

Optimum in the Middle Holocene, abruptly fades away from the study area except at the Core 1703 off the southwestern tip of the Korean Peninsula during the Late Holocene. Normal marine conditions warmer than present are noted during the period of strong open sea influences, whereas conditions with a little higher salinity and temperature than present, or as present, are noted during the period of weakened open sea influences. It is inferred that these reductions of open sea influence are due to the weakened Paleo-Kuroshio Current through the deterioration of paleoclimates. No influence of open sea is recognized in Cores 1415, 1113, and 0813 off the Shantung Peninsula, at least, during the period covered in the study.

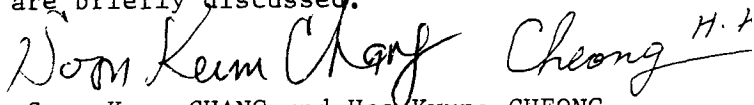
The calm condition good for the deposition of fine sediments has continued in the Cores 1703 and 1402 off the southwestern flank of the Korean Peninsula, while the other parts of the study area are under a strong flow regime, with the exception of the uppermost part of Cores 1415, 1113, and 0813. The abrupt increase of fine-grained sediments and the increase of sedimentation rate in the uppermost part of these Cores 1415, 1113, and 0813 are inferred to be due to the change of channel of the Yellow River in mid-19th century.

Paleogeographical maps stressed on paleoceanography and depositional environments are reconstructed for the geologic columns

covered in this study.

Reductions of open sea influence are good stratigraphic datum planes in the study area as seen in the proposed Zones IV, C, III, B, II, A, and I. Zones C and A are distinct reductions, and Zone B is a less distinct reduction of open sea influence, whereas Zone IV, III, and II are remarkable strengthening of it. Zone I is deposited under the present condition. Zonation of Cores 1415, 1113, and 0813 is based on the distinct occurrence of few benthic species.

The stratigraphy and paleoenvironments of the study area are correlated with those revealed around the study area. Fundamental problems related to geologic age and Late Quaternary paleoenvironments of the study area are briefly discussed.

  
Soon-Keun CHANG and Hae-Kyung CHEONG

Korea Ocean Research and Development Institute,  
P.O. Box 29 Banwol, Ansan City,  
Kyonggi-do 171-14, Seoul, KOREA.

February 1987



# 目 次

要 約 文 .....	i
<b>ABSTRACT</b> .....	iv
<b>CONTENTS</b> .....	x
表 目 次 .....	xiii
그림 目 次 .....	xiv
<b>I 章 緒 論 (Introduction)</b> .....	1
謝 辭 (Acknowledgements) .....	4
<b>II 章 研究地域 (Study Area)</b> .....	5
1. 海底地形과 堆積相 (Bottom Topography and Sedimentary Facies) .....	7
2. 海 流 (Currents) .....	9
3. 水 溫 (Water Temperature) .....	10
4. 鹽 分 (Salinity) .....	13
5. 바 람 (Wind) .....	13
<b>III 章 研究材料 및 研究方法 (Study Materials and Methods of Study)</b> ...	17
<b>IV 章 分析結果 및 解釋 (Results and Interpretation)</b> .....	21
1. 堆積學的 分析 (Sedimentological Analysis) .....	23
1) 試錐心の 觀察 (General Description of Cores) .....	23
2) 堆積相 (Sedimentary Facies) .....	25



(1) 海水面의 變動 (Change of Sea-Level) .....	78
(2) 最後最大 氷河期 동안의 研究地域 (Study Area at the Last Glacial Maximum) .....	79
(3) 古氣候의 變化 (Change of Paleoclimates) .....	82
<b>V章 論 議 (Discussion) .....</b>	<b>87</b>
<b>VI章 結 論 (Conclusions) .....</b>	<b>93</b>
<b>VII章 有孔蟲 (Foraminiferal List) .....</b>	<b>97</b>
1. 底棲有孔蟲 (Benthic Foraminifera) .....	100
2. 浮游有孔蟲 (Planktonic Foraminifera) .....	109
<b>參 考 文 獻 .....</b>	<b>111</b>

# CONTENTS

ABSTRACT .....	
List of Tables .....	xiii
List of Figures .....	xiv
Chapter I. Introduction .....	1
Acknowledgements .....	4
Chapter II. Study Area .....	5
1. Bottom Topography and Sedimentary Facies .....	7
2. Currents .....	9
3. Temperature .....	10
4. Salinity .....	13
5. Wind .....	13
Chapter III. Study Materials and Methods of Study .....	17
Chapter IV. Results and Interpretation .....	21
1. Sedimentological Analysis .....	23
1) General Description of Cores .....	23
2) Sedimentary Facies .....	25

3) Carbonates and Organic Matter Contents .....	25
2. Micropaleontological Analysis .....	29
1) Foraminiferal Number .....	29
2) Benthic Foraminifera .....	33
(1) Number of Species .....	33
(2) Wall Structure .....	33
(3) Diversity .....	36
(4) Dominance .....	42
(5) Faunal Similarity between Adjacent Samples .....	42
3) Planktonic Foraminifera .....	45
(1) Per cent Occurrence in the Total Foraminiferal Assemblage .....	45
3. Correlation and Geologic Age of the Cores .....	47
1) Zonation .....	47
2) Zones and Correlation of the Cores .....	49
3) Geologic Age of the Cores .....	61
4. Paleoenvironments of the Study Area .....	63
1) Paleoceanography .....	63
2) Depositional Environments .....	67

3) Paleoenvironmental Changes of the Study Area ..	70
(1) Early Holocene .....	70
(2) Middle Holocene .....	70
(3) Late Holocene .....	73
4) Changes of Sea-Level and Paleoclimates .....	78
(1) Change of Sea-Level .....	78
(2) Study Area at the Last Glacial Maximum .....	79
(3) Change of Paleoclimates .....	82
 Chapter V. Discussion .....	 87
 Chapter VI. Conclusions .....	 93
 Chapter VII. Foraminiferal List .....	 97
1. Benthic Foraminifera .....	100
2. Planktonic Foraminifera .....	109
 References .....	 111

## List of Tables

Table 1.	Location of Cores .....	19
Table 2.	Location of surface samples corresponding to each cores. Note the difference in locations between cores and surface samples corresponding to cores .....	20

## List of Figures

- Fig. 1. Index map. Physiography partly after Lee(1986) based on the Hydrographic Chart No. 302 published by the Hydrographic Office(1963), and partly after unpublished cruise data of the Korea Ocean Research and Development Institute. Sedimentary facies partly after the KORDI(1985) and Lee(1986), and partly after unpublished data of the KORDI, both based on Shepard's(1954) sediment nomenclatures scheme ..... 8
- Fig. 2. Current patterns of the East China and the Yellow Seas (after Niino and Emery, 1961; Beardsley et al., 1985; and Zheng and Klemas, 1982, respectively). Note the difference in winter current pattern between Niino and Emery(1961), and Zheng and Klemas(1982). ..... 11
- Fig. 3. Surface-water and bottom-water temperatures of the East China and the Yellow Seas (after Niino and Emery, 1961 and Polski, 1959, respectively) ..... 12
- Fig. 4. Surface-water and bottom-water salinities of the East China and the Yellow Seas (after Niino and Emery, 1961, and Polski, 1959, respectively). .... 14



Fig. 5.	Wind direction and velocity over the East China and the Yellow Seas (after Niino and Emery, 1961)	15
Fig. 6.	General description of cores. Based on visual, microscopic, and X-radiographic observations (after Lee, 1986, and unpublished data of the KORDI)	24
Fig. 7.	Vertical variation in granulometric compositions. Note abrupt increase of mud contents (silt plus clay) in the upper part of the Cores 1415, 1113, and 0813 (after Lee, 1986, and unpublished data of the KORDI)	26
Fig. 8.	Vertical variation in carbonates content (after Lee, 1986, and unpublished data of the KORDI). Core 1108 not analyzed.	27
Fig. 9.	Vertical variation in total organic matter contents. Note the increase of total organic matters in the upper part of the Cores 1415 and 1113 (after Lee, 1986, and unpublished data of the KORDI). Cores 1108 and 0813 not analyzed.	28
Fig. 10.	Vertical variation in the foraminiferal number in 50 g dry samples	30
Fig. 11.	Vertical variation in the number of species of	

	benthic foraminifera. ....	34
Fig. 12.	Vertical variation in the composition according to wall structures. ....	35
Fig. 13.	Vertical variation in Fisher- $\alpha$ diversity indices of the total assemblages.....	39
Fig. 14.	Vertical variation in Fisher- $\alpha$ diversity indices obtained from 95 per cent of the total assemblage. ....	40
Fig. 15.	Vertical variation in diversity obtained by the method of Walton(1964). ....	41
Fig. 16.	Vertical variation in dominance obtained by the method of Walton(1964). ....	43
Fig. 17.	Frequency distribution of selected taxa of foraminifera in Core 1703. Foraminiferal number is the number of total (benthic plus planktonic) foraminiferal assemblages in 50g dry samples. Faunal diversity and dominance by the method of Walton(1964). Faunal similarity between adjacent samples by the method of Sanders(1960). Zonation based on the reduced occurrence of planktonic foraminifera. Note three times of reduced occurrence of planktonic foraminifera suggesting reductions of open sea influence.	

	Note also faunal breaks. ....	50
Fig. 18.	Frequency distribution of selected taxa of foraminifera in Core 1402. Faunal abundance, diversity, dominance and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the reduced occurrence of planktonic foraminifera. Note reductions of open sea influence, and faunal breaks. ....	52
Fig. 19.	Frequency distribution of selected taxa of foraminifera in Core 606. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the reduced occurrence of planktonic foraminifera. Note two times of reduction of open sea influence, and faunal breaks. ....	53
Fig. 20.	Frequency distribution of selected taxa of foraminifera in Core 1810. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the reduced occurrence of planktonic foraminifera. Note one time of remarkable reduction of open sea influence (Zone A), and one time of less remarkable reduction of it (Zone B) .....	55

- Fig. 21. Frequency distribution of selected taxa of foraminifera in Core 1108. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the reduced occurrence of planktonic foraminifera. Note the gradual reduction of open sea influence, and faunal breaks. .... 56
- Fig. 22. Frequency distribution of selected taxa of benthic foraminifera in Core 1415. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the distinct occurrence of few benthic species. Note the absence of planktonic foraminifera, and faunal breaks. Note also the decrease of sand content in the upper part of the core. .... 58
- Fig. 23. Frequency distribution of selected taxa of benthic foraminifera in Core 1113. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the distinct occurrence of few benthic species. Note the absence of planktonic

foraminifera. Note also the decrease of sand content, and faunal breaks in the upper part of the core. .... 59

Fig. 24. Frequency distribution of selected taxa of benthic foraminifera in Core 0813. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the distinct occurrence of few benthic species. Note the absence of planktonic foraminifera. Note also the decrease of sand content and faunal breaks in the upper part of the core. .... 60

Fig. 25. Correlation between cores. Note the possibility of using reductions of open sea influence as datum planes for correlation. Note also the absence of planktonic foraminifera in Cores 1415, 1113, and 0813 located under the sedimentation regime of the Yellow River. Cores 1415, 1113, and 0813 are zoned by the distinct occurrence of few benthic species. Note also the decrease of sand content in the upper part of Cores 1415, 1113, and 0813 due to change of the mouth of the Yellow River in mid-19th century..... 62

Fig. 26. Paleoenvironmental map of the study area of Zone IV

	during the Early Holocene. ....	71
Fig. 27.	Paleoenvironmental map of the study area of Zone C during the Early Holocene. Note that prevailing water is of a little higher salinity and temperature than present (or as present).....	72
Fig. 28.	Paleoenvironmental map of the study area of Zones III, B, and II during the Middle Holocene. Note that prevailing water is normal marine and warmer than present, showing the influence from the open sea, the Paleo-Kuroshio Current, during the Climatic Optimum.....	74
Fig. 29.	Paleoenvironmental map of the study area of Zones A and I, or c, b, and a during the Late Holocene. Note the change of flow regime in the upper part of Cores 1415, 1113, and 0813 due to change of the mouth of the Yellow River in mid-19th century. Note also the prevailing water is hyposaline as present during the period of deposition of uppermost deposits in the study area. Influence from the open sea is noted only at Cores 1402 and 606. ....	75
Fig. 30.	The schematic representation of stratigraphy and paleoenvironments of the study area. The stratigraphy is tentatively correlated with Taira(1979) and Wang	

et al. (1985b)..... 77

Fig. 31. Paleogeography of the study area at the Last Glacial Maximum. Paleochannels based on the submarine topographical maps published by the Hydrographical Office(1963), the Korea Institute of Energy and Resources(1982, 1986), Academia Sinica(1984), and unpublished cruise data of the KORDI. Note the presence of two Paleo-Yellow Rivers; the Paleo-Eastern Yellow River and the Paleo-Northern Yellow River, developed towards the northern Jiangsu Plain, and the Bohai Sea to the northern Shantung Peninsula, respectively. The submerged area is found only in the northeastern side of Cheju Island. It was assumed that the sea-level was 130m below present. .... 81





# I 章 緒 論

## ( Introduction )

黃海 (Yellow Sea) 는 남북길이 가 약 1,000 km, 동서폭이 약 700 km인 北西太平洋 緣邊에 위치하는 現世의 大陸棚海로써 中國本土와 韓半島로 부터 막대한 양의 堆積物이 流入되고 있다. 예를 들면, 길이가 5,460 km, 集水域 (drainage area)이 770,000 km<sup>2</sup>인 黃河 (Yellow River) 는 세계에서 Ganges/Brahmaputra 다음으로 많은, 연평균 10억 8천만톤의 堆積物을 방출하고 있다. 揚子江 (Yangtze River) 에 서도 4억 7,800 만톤의 퇴적물이 東支那海 (East China Sea) 와 남서 황해로 유입 된다 (Holeman, 1968 ; Milliman and Meade, 1983). 기타 中國本土와 韓半島에서 유입하는 퇴적물의 양이 연간 1억톤 미만으로 추정된다 (Qin and Li, 1983). 이러한 황해는 평균수심이 44 m, 최대수심이 103 m 정도 되어서, 해면이 현재보다 130 여 m 낮았던 Pleistocene 末인, 지금으로부터 18,000 年前인 마지막 最大水河期 (Last Glacial Maximum) 에는 大氣中에 노출되어 침식받다가, 水河期가 물러가면서 海侵 (Transgression) 되어 바다로 된 곳이다. 따라서 황해에서의 퇴적물, 특히 試錐心의 연구는 황해가 어떠한 환경하에서 현재와 같은 바다로 되있는 지를 밝힐 수 있다.

연구지역에서의 古環境 (Paleoenvironments) 연구는 Kim (1970) 및 Kim et al. (1970) 의 연구가 있다. 그들에 의하면, 길이 50 ~ 100 cm인 시추심하부에서의 고 환경은 현재보다 더 추웠거나 해서 유공충 서식에 덜 적합했으며, 外海 (open sea) 의 영향은 현재보다 더 강했던 것으로 생각된다. 1982 년부터 韓國科學技術院 (Korea Advanced Institute of Science and Technology) 海洋研究所 (Korea Ocean Research and Development Institute) 에 의해서 수행된 韓國海域堆積環境 조사연구에서 연구지역의 시추심에서의 微古生物 (有孔蟲 및 介形類) 에 의한 고

환경연구가 있었다(KORDI, 1984, 1985). 이에 의하면 바깥쪽黃海中東部해역과 연안가까이는 퇴적작용이 비교적 왕성했으며 외해의 영향은 바깥쪽보다는 연안쪽이 왕성해서 비교적 북쪽에서까지도 알 수 있다. 이 연구에서 연구된 시추심 1703의 남서쪽으로 3.5 해리 떨어진 지점에서의 시추심을 포함한 海洋地質學的 및 海洋地球物理學的 研究에 의하면, 그 지역에는 Holocene 層과 그 보다 오래된 2개의 層, 즉 黑山層(Huksan Deposit)과 下苔層(Hatae Deposit)이 있으며, 이들은 각각 잠정적으로 Eemian 과 Holsteinian 間氷期(Interglacial Epoch)에 퇴적된 것으로 해석했다. 지역에 따라서는 Holocene 層이 없어, 그 보다 오래된 흑산층이나 하태층이 노출된 곳이 있다(Werner et al., 1984 ; Kim et al., 1985). Lee (1986)는 시추심 0813을 제외한, 이 연구에서 연구된 모든 시추심과 東海(Japan Sea) 鬱陵盆地(Ulleung Basin) 大陸斜面에서의 시추심 등 30개의 地質工學的 성질을 연구해서 지질공학적 성질간의 상관관계 및 퇴적환경을 연구했다(Jeong et al., 1984 ; 이희준 등, 1986).

이 연구의 목적은 黃海中東部海域에서의 연구재료가 퇴적된 地質時代 동안의 古環境, 특히 古海洋과 堆積環境의 연구이다.

## 謝 辭 (Acknowledgements)

이 연구는 1986년도 大韓民國 科學技術處의 基本研究計劃에 의거, 韓國科學技術院 海洋研究所의 지원(지원번호 BSPE 00087-137-5)에 의해서 수행되었다. 연구계획을 입안하고 지원한 상기 기관들에게 깊이 감사드린다. 이 연구를 위한 연구재료의 시료분석에 수고한 해양연구소 해양지질연구실의 李喜俊 碩士, 鄭甲植 碩士 및 서울大學校 自然大 海洋學科 崔鎮勇 碩士께 깊이 감사드린다. 製圖에 수고를 아끼지 않은 해양지질연구실의 權秀才 氏 및 柳仁成 氏에게 깊은 감사의 마음을 표한다.

## II章 研究地域 (Study Area)

### 1. 海底地形과 堆積相(Bottom Topography and Sedimentary Facies)

黃海는 침강된 이후, 海浸되어서 浸水현상이 두드러지며 해안선은 대단히 복잡하게 되었다(權赫在, 1975). 따라서, 연구지역을 포함한 中東部 黃海에서, 韓半島 南西쪽인 木浦 앞에는 rias式 해안이 발달되며, 해저지형이 비교적 복잡하며 해저경사도 급하다. 해안선이 비교적 단조로운 群山앞에서 그 북쪽으로는 해안가 가까이에서는, 泰安半島앞의 약간 복잡하고 급경사이나, 바깥쪽에서는 비교적 완만한 해저지형을 보인다. 木浦 앞 90해리, 즉 紅島 서쪽, 小黒山島 북쪽 해저가 가장 깊은 곳이며, 이 깊은 곳은 濟州海峽(Cheju Strait)으로 연결된다. 한편 서쪽으로는 약간 알아지면서 지형이 비교적 평탄하며, 이 지형은 북쪽까지 계속된다(Fig. 1).

한국해양연구소에 의해 연구된 연구지역의 堆積相은 Shepard (1954)의 퇴적물 분류방법에 의하면 바깥쪽 연구지역은 점토(clay), 실트(silt) 및 점토 섞인 실트, 실트 섞인 점토 또는 모래 섞인 실트들이 우세하며 이 퇴적상을 모래섞인 점토나 모래-실트-점토가 비슷한 양 섞인 퇴적물이 둘러싸고 있다. 연구지역 가운데는 실트 섞인 모래 또는 점토 섞인 모래가 남쪽으로 분포하며, 연구지역의 중앙부 35° 이북지역에는 모래가 분포하고 있다. 목포앞에서 육지쪽으로 다시 細粒으로 되며, 軍山앞에서 그 북쪽에서는 그 남쪽보다는 粒度가 커진다(Fig. 1).

Niino and Emery (1961)에 의하면 黃海堆積物은 現世이며, 연구지역중앙에 분포하는 모래는 현재의 강에서 유래한 現世堆積物이다(朴龍安, 1983; Jeong et al., 1984). 황해외대륙붕은 잔류퇴적물이며(Polski; 1959; Niino and Emery,

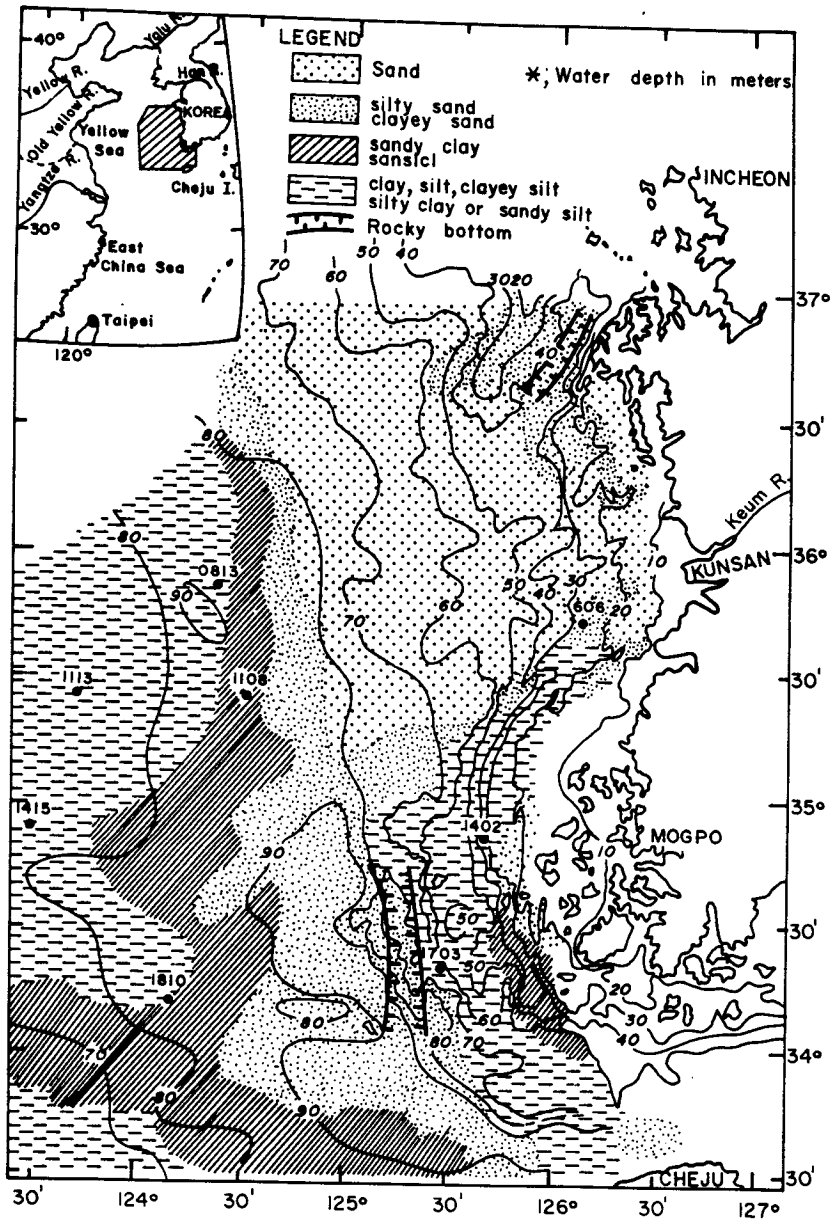


Fig. 1. Index map. Physiography partly after Lee(1986) based on the Hydrographic Chart No. 302 published by the Hydrographic Office(1963), and partly after unpublished cruise data of the Korea Ocean Research and Development Institute. Sedimentary facies partly after the KORDI(1985) and Lee(1986), and partly after unpublished data of the KORDI, both based on Shepard's(1954) sediment nomenclatures scheme.

1961 ; Emery, 1968), 앞서 인용한 Werner et al. (1984) 및 Kim et al. (1985)의 黑山層과 下苔層이 Holocene層에 피복되지 않고 노출된 곳은 바로 잔류퇴적물임을 보여주는 것이라 생각된다.

## 2. 海 流 (Currents)

연구지역에 영향을 미치는 가장 중요한 해류는, 北赤道海流 (North Equatorial Current)에서 발원한 高溫, 高鹽分의 Kuroshio이다. Kuroshio는 여름에 가장 크며, 유속도 가장 빠르며, 대부분은 일본 남쪽에서 東進한다. 일부는 對馬暖流 (Tsushima Warm Current)가 되어 여름에는 大韓海峽 (Korea Strait)을 지나 東海로 들어간다. 다른 작은 지류들이 여름에 黃海暖流 (Yellow Sea Warm Current)로 되어, 황해로 들어가는 데, 韓半島쪽으로 치우쳐서 北上한다. 한반도 연안 가까이에서는 錦江 (Keum River) 등에서 유출된 것으로 보이는 低溫, 低鹽分의 海流가 南下한다 (Tseng, 1983). 겨울에는 Kuroshio의 위력이 뚜렷이 弱化되어서 黃海로는 거의 유입되지 못하며, 반면 황해에는 중국연안을 따라 南下하는 反流 (counter-current)인 低溫, 低鹽分의 해류가 우세하다. 이 해류의 일부는 황하, 양자강 등 큰 강에서 유래되었다. Niino and Emery (1961)는 황해로 유입되는 高溫, 高鹽分의 해류를, 특히 나누지 않고, Kuroshio로 묶었으나 Beardsley et al. (1985)와 Zheng and Klemas (1982)는 Kuroshio와는 다른 台灣暖流 (Taiwan Warm Current)가 황해에 유입, 황해난류로 되는 것으로 설명하고 있다. Beardsley et al. (1985)에 의하면, 대만난류에서 기원한 황해난류가 비교적 한반도 연안을 따라 황해로 유입되며, 黃海沿岸流 (Yellow Sea Coastal Current)가 비교적 중국본토 연안을 따라 남하한다. 그들에 의하면 한반도 가까이에서 남하하는 찬 해류에 관해서는 언급이 없다. Zheng and Klemas (1982)의 인공위성영상자료연구에 의하면, 겨울에도 해면에서는 대만난류가 황해의 거의 정확히 가운데를 따라 황해난류로 북상하

는 것으로 되어 있다는 점에서 Niino and Emery (1961) 및 Beardsley et al.(1985)의 연구와 다르다. 인공위성영상자료연구에서는 겨울에는 찬 해류가 태안반도 남쪽에서 한국 연안을 따라 남하해서 한국 남해안을 따라 동진한다(Fig.2). Wells et al.(1984)의 황해에서의 계절(봄-여름, 가을-겨울)에 따르는 우세한 바람과 세립물질의 이동에 따르는 연구에 의하면, 연구지역에는 여름에는 黃海暖流가 연구지역을 따라 北上하며, 겨울에는 南韓沿岸流(South Korean Coastal Current)가 한국 서해안을 따라 남하한다. Lie (1985)의 1961-1980년간의 관측자료에 의한 겨울철 연구지역의 수온-염분연구에 의하면, 위에서 이야기했듯이 고온, 고염분의 黃海暖流가 황해로 올라 가는 것이 아니고, 제주도 서쪽지역에 해저까지 생기는 온도-염분의 강한 前線때문에 북상하지 못한다. 이런 점에서 Lie(1985)의 연구는 Niino and Emery(1961)와 같은 결과를 보여주고 있다. 반면, Qin and Li (1983)에 의하면, 여름(6-8월), 겨울(12-3월) 상관없이 언제나 한국 연안으로는 황해 난류가 북상하며, 중국연안을 따라서는 황해연안난류가 남하한다. 그들에 의하면, 여름에는 동경 123-125°, 북위 34-39°까지 黃海冷水塊(Cold Watermass of the Huanghai Sea)가 형성되나, 겨울에는 여름의 冷水塊 지역전체-한반도 연안에 걸쳐 황해난류가 북상하는 것으로 연구되었다. 이외에도 황해의 해류는 Yuan and Su (1983) 및 Butenko et al.(1985) 등에 의해서 연구되었다.

### 3. 水 溫(Water Temperature)

해면의 수온은 여름의 경우, 황해 가운데지역이 중국, 한국연안보다 높아서 25°~28°C 정도가 된다. 반면, 겨울에는 여름과 비슷하게, 황해가운데가 연안보다는 높으나, 온도자체는 현저히 낮아서, 연구지역은 2~10°C의 분포를 보인다. 겨울에는 여름에 비하여 온도의 구배가 뚜렷이 급하다(Niino and Emery, 1961). 해저의 수온은 깊은 바다, 예를 들면, 대륙사면이나 오끼나와 海溝와는 달리, 높은 경

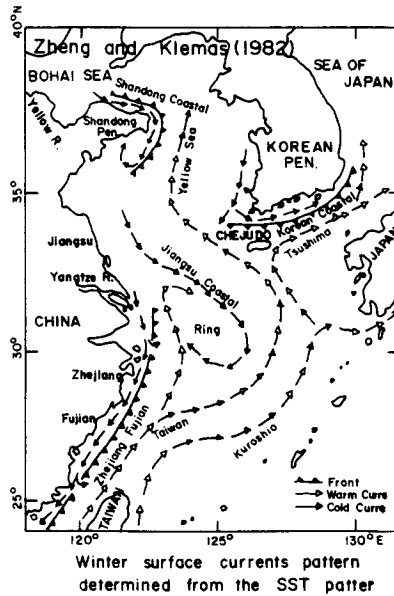
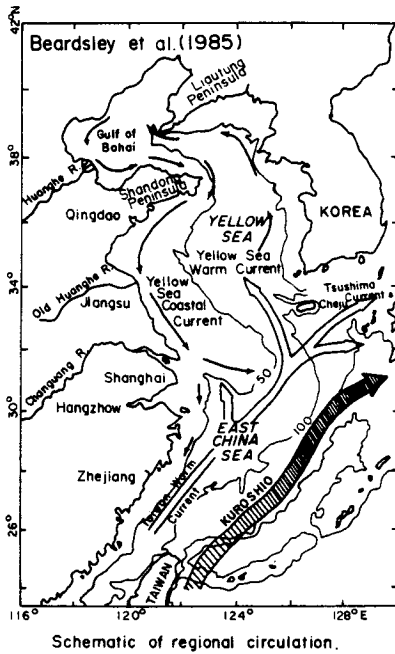
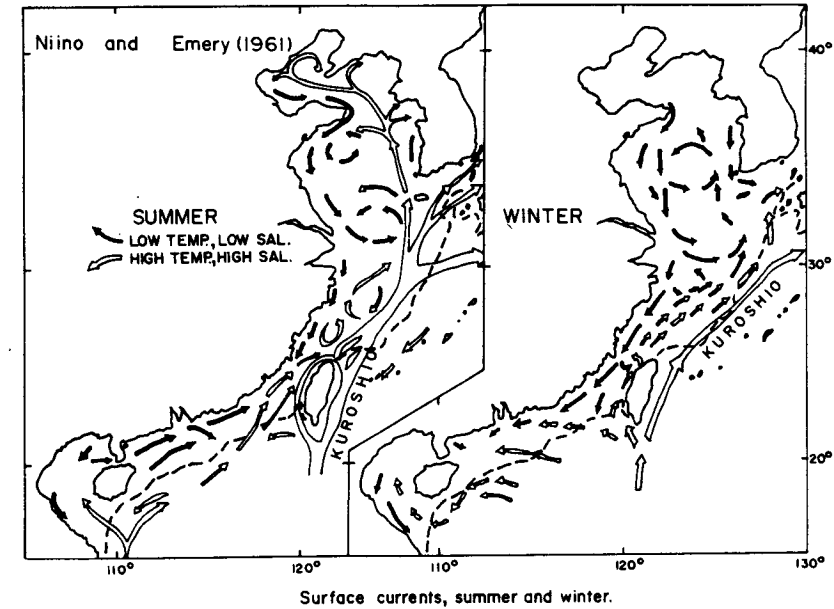
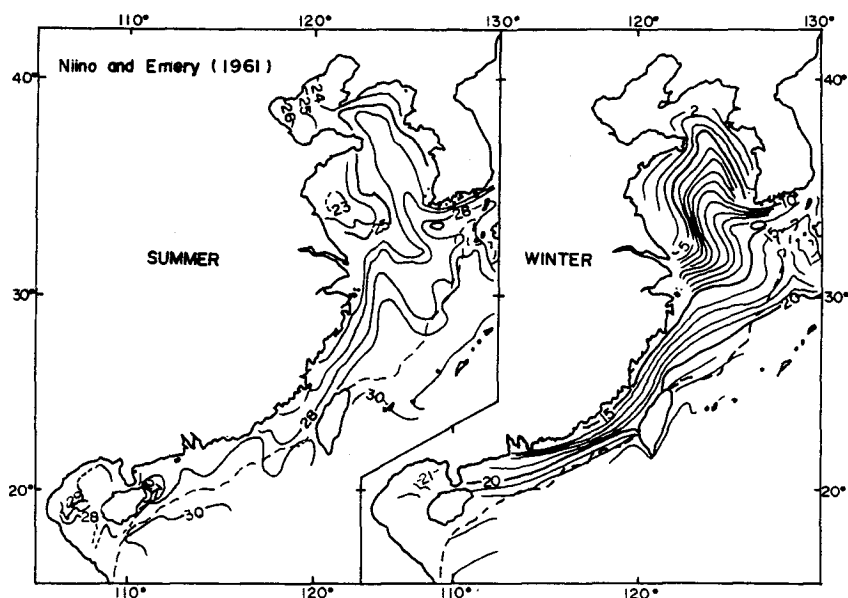
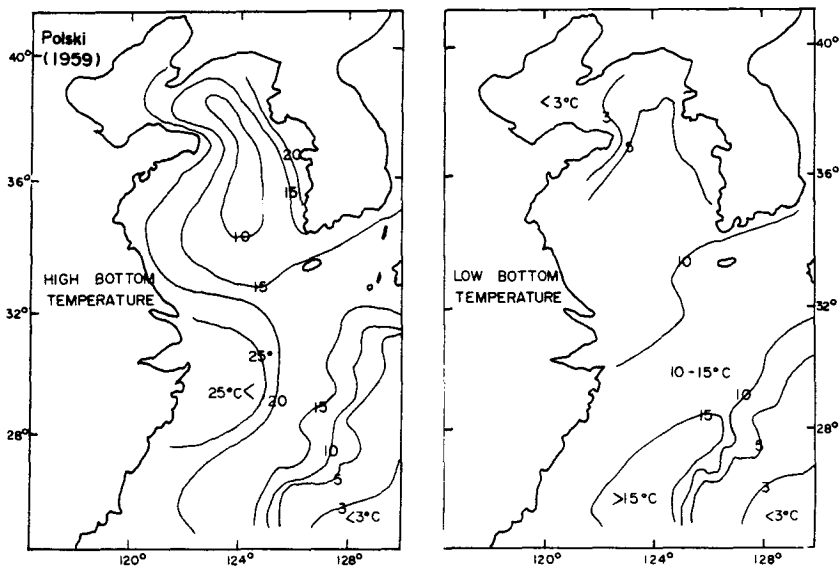


Fig. 2. Current patterns of the East China and the Yellow Seas (after Niino and Emery, 1961; Beardsley et al., 1985; and Zheng and Klemas, 1982, respectively). Note the difference in winter current pattern between Niino and Emery(1961), and Zheng and Klemas(1982).



Surface-water temperature, summer and winter ( $^{\circ}\text{C}$ )



Areal distribution of maximum and minimum bottom temperatures.

Fig. 3. Surface-water and bottom-water temperatures of the East China and the Yellow Seas (after Niino and Emery, 1961 and Polski, 1959, respectively).



우와 낮은 경우의 온도분포가 대단히 다르다. 높은 경우, 제주도 남쪽의 경우 15 ~ 20 °C 정도이나, 연구지역의 남쪽에서 올라오고 북쪽에서 내려가면서, 또 중국, 한국연안에서 멀어짐에 따라 즉, 황해의 중앙지역으로 감에 따라 帶狀으로 낮아져서, 최저 10 °C이하, 5 °C이상이 된다. 해저수온이 낮은 경우, 온도분포는 온도가 높을 때와는 현저히 달라서, 帶狀분포는 더 이상 아니며, 한반도 연안은 3 ~ 5 °C 이나 서쪽으로 감에 따라 높아져서 황해전체가 5 ~ 10 °C 정도가 된다(Fig. 3). 제주도 주변은 높아서 10 ~ 15 °C 정도가 된다(Polski, 1959).

#### 4. 鹽 分(Salinity)

여름의 표면염분은 중국연안에서는 31.5 ‰ 이하이며, 한국연안은 31.5 ~ 32.0 ‰이다. 연안에서 멀어질수록 높아져서 大陸棚端 부근에서는 34 ‰ 정도가 되며, Kuroshio 는 35 ‰정도이다. 황해에서의 최저염분(30 ‰)은 황하, 양자강이 막대한 육수를 유입시키는 여름보다 겨울에 나타나며, 이는 연구지역에서의 염분은, 육수유입보다 해류 등에 의해서 영향받기 때문인 것으로 생각된다(Niino and Emery, 1961). 해저에서의 염분은 높은 경우, 연구지역을 포함하여 황해중부 거의 전부가 32 ~ 33 ‰이며, 낮은 경우, 중국대륙쪽이 뚜렷이 낮아서 30 ‰ 이하이며, 동쪽으로 갈수록 높아지며, 연구지역은 31 ~ 33 ‰ 정도이다(Fig.4). 한편, 바깥쪽 대륙붕과 대륙사면에서는 염분은 일정해서 일년내내 약 34 ‰ 정도이다(Polski, 1959).

#### 5. 바 람(Wind)

바람은 여름과 겨울이 대단히 다르다. 여름에는 중국대륙이 더워지면서 생긴 상승기류에 의한 계절적인 저기압을 채워주기 위해서 바다에서 육지쪽으로 약하게 불어 들어간다. 연구지역에서는 남동풍이 우세하고, 초여름에는 열대적도 해상에서

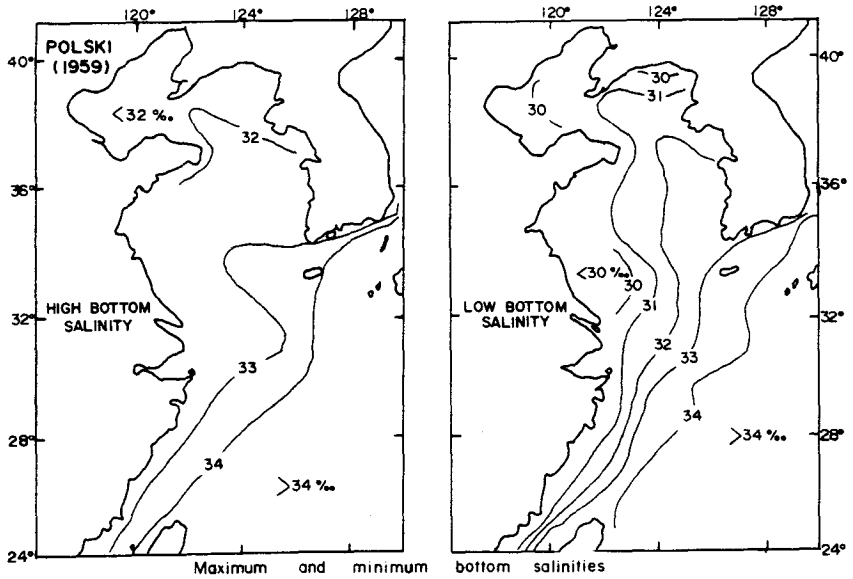
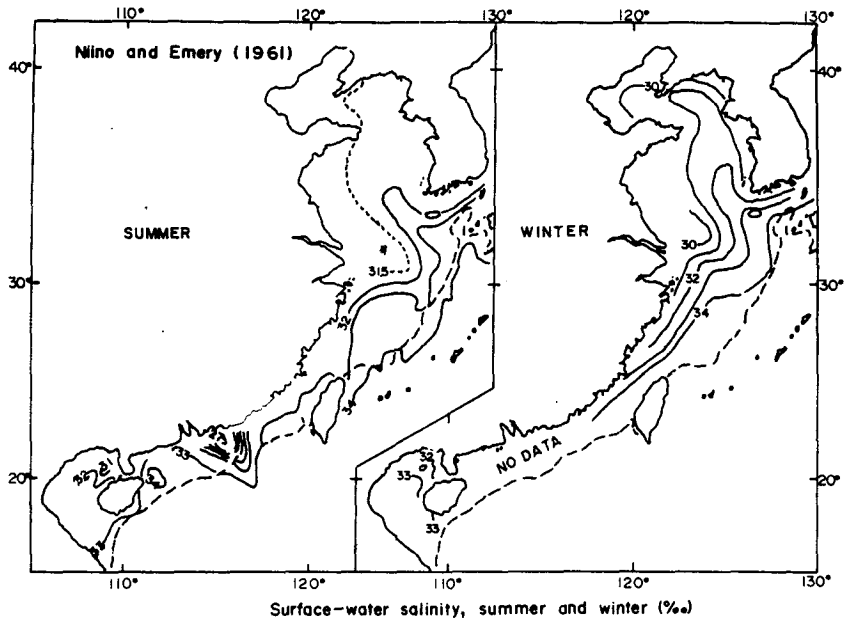


Fig. 4. Surface-water and bottom-water salinities of the East China and the Yellow Seas (after Nino and Emery, 1961, and Polski, 1959, respectively).

생긴 태풍이 육지쪽으로 불어 들어가며, 늦여름에는 해안에 평행하게 북쪽으로 불어 올라간다. 연구지역은 편서풍지역에 속해서 대개의 경우, 태풍의 진로는 연구지역을 南西에서 北東으로 가로 지른다. 겨울에는 반대로, 중국-만주에서 차거워진 대기가, 중국해안을 따라 해안에 평행하게 북쪽에서 남쪽으로 심하게 불어 내려간다. 연구지역에서는 北西風~北風이 우세하다 (Fig.5).

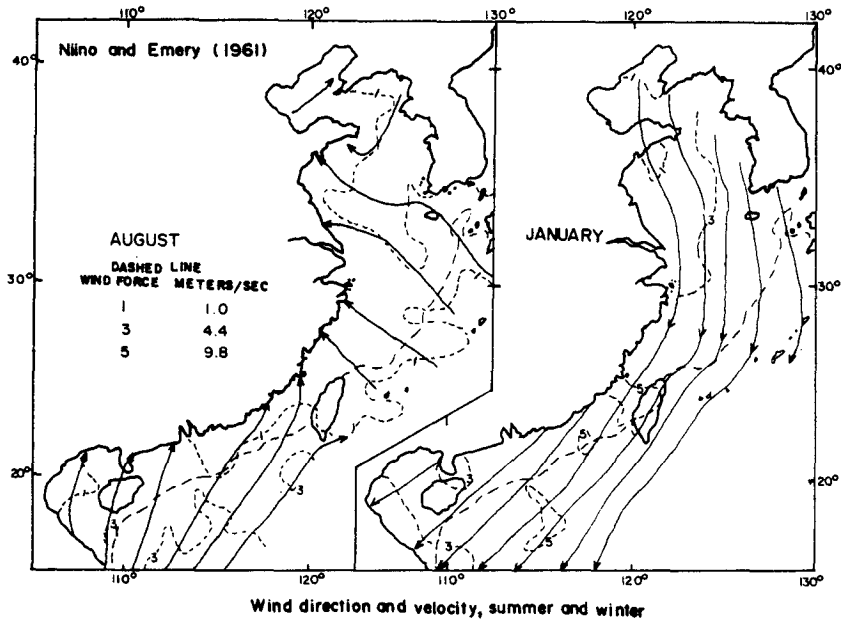


Fig. 5. Wind direction and velocity over the East China and the Yellow Seas (after Niino and Emery, 1961).



### Ⅲ章 研究材料 및 研究方法 (Study Materials and Methods of Study)

이 연구의 연구재료는 한국과학기술원 해양연구소의 한국해역환경조사 연구사업 수행시 얻어진 시추심으로써 그들의 위치와 수심은 Table 1 과 같다. 시추심 606, 1402, 1703 등 한국연안에 가까이 위치한 것은 해양연구소 소속 조사선 반월호에서 직경 6 cm의 Tsurumi-Seiki Piston 試錐機로 시추했으며, 나머지 시추심들은麗水水產專門學校의 조사선 전남 403호에서 같은 피스톤시추기를 사용하며 얻었다. 시추심 길이는 90 cm에서 343 cm까지 다양하며, 얻은 시추심 가운데 1415, 1113, 1108, 0813, 1402는 시추심의 일부분이 교란되었다.

Table 1. Location of Cores.

Core	Location		Water depth (m)	Core length (cm)
	Lat. (N)	Long. (E)		
606	35°40'	126°10'	28	155
1402	34°50'	125°40'	34	343
1703	34°20'	125°30'	64	334
0813	35°50'	124°20'	81	159
1108	35°20'	124°40'	88	90
1113	35°20'	123°50'	75	143
1415	34°50'	123°30'	74	148
1810	34°10'	124°20'	91	225

시추심의 堆積學的 분석자료(堆積相, 탄산염, 유기물함량)와 X-ray에 의한 構造判讀 및 현미경에 의한 구조해석은 Lee (1986)에 근거했으며 분석방법은 그 에 잘 설명되어 있다. Lee (1986)에 의해서 분석안 된 시료의 탄산염은, 마쇄된 시료와 30%의 염산과의 반응전후의 기압 차이 아닌, 반응전후의 무게손실량으로

계산되었다.

微古生物(Micropaleontology) 분석을 위한 시료는, 시추심에서 채취한 시료를 80 °C로 24 시간 건조한 후 무게를 측정하였다. 이 건조된 시료를 250 mesh (체 눈의 크기 0.062 mm) 체로 씻은 후, 80 °C로 oven에서 말린 후 유공충이 너무 많은 경우, 微量分割器(Microsplitter)로 적정량을 분할, 比重 1.59~1.60인 四氯化炭素(CCl<sub>4</sub>)로 부유해서 쌍안현미경 아래에서 선별하였다. 유공충은 4 염화 탄소에 다 부유되는 것이 아니어서 가라 앉은 시료에서도 유공충을 선별하였다.

表面堆積物 시료는, 시추심의 표면시료가 이미 다른 분석에 다 사용되어서, 1985년 5월 한국해양연구소(1986)에 의해 채집된 시료가운데서 시추심 위치에 가장 가까운 지점의 시료를 사용하였다(Table 2). 미고생물연구를 위한 시료들의 현장 및 실내처리 방법은 Murray(1968)의 방법을 실질적으로 사용하였다.

Table 2. Location of surface samples corresponding to each cores. Note the difference in location between cores and surface samples corresponding to cores.

Core	Surface	Location		Water depth (m)
		Lat. (N)	Long. (E)	
606	09001	35°40'	126°00'	42
1402	15002	34°40'	125°45'	37
1703	18003	34°10'	125°30'	80
0813	09008	35°40'	124°15'	81
1108	12006	35°10'	124°45'	90
1113	12008	35°10'	124°15'	83
1415	15010	34°40'	123°45'	77
1810	18007	34°10'	124°30'	90

## IV章 分析結果 및 解釋 (Results and Interpretation)

### 1. 堆積學的 分析 (Sedimentological Analysis)

#### 1) 試錐心の 觀察 (General Description of Cores)

시추심 606은 어두운 올리브회색 (5Y 3/2)인 모래섞인 silt나 점토섞인 실트가 우세해서 실트의 양은 50~70%가 된다. 層理가 약간 남아 있는 35~50cm를 제외하고는 생물로 심하게 교란되어 있다. 0813에서는 상부 100cm정도까지는 생물서식굴이 많으나, 아랫부분에서는 현저히 적어진다. 시추심 1402, 1703은 올리브회색이며, 점토섞인 silt가 우세하다. 1703은 어두운 올리브회색의 점토섞인 실트가 우세하며, 생물로 심하게 교란되어 있다. 1108, 1113은 생물서식흔적이 있으며, 1113, 1415는 grayish brown (2.5Y 5/2)의 실트섞인 점토가 상부 20~30cm에 우세해서 점토성분이 50~70%까지 된다. 그러나 아래부분에서는 점토가 10~20%로 줄어들며, 반면 실트가 60~70%로 증가해서 어두운 회색 또는 올리브색을 띤 회색의 모래섞인 실트가 우세해진다. 이 시추심에는 패각이 간혹 관찰된다. 1113, 1108에서는 각각 120cm, 80cm 깊이에 평행한 층리가 있다. 1108은 표면에서는 점토가 30%정도이나, 전반적으로는 모래가 40~50%정도 된다. 1810은 비교적 均質한 組織을 갖고 있으며, 실트가 40~80%로 많아서 어두운 회색 또는 올리브색갈의 어두운 회색의 모래가 섞이거나 점토가 섞인 실트가 우세하다. 1810은 상부 30cm까지에서는 패각이 관찰된다(Fig.6). 시추심의 肉眼 및 X-ray 사진관찰에 의하면 시추심 대개의 부분에서 生物의 攪亂作用(Bio-turbation)이 심하다. 생물의 이러한 작용은 바깥쪽연구지역에 위치한 시추심 1415,

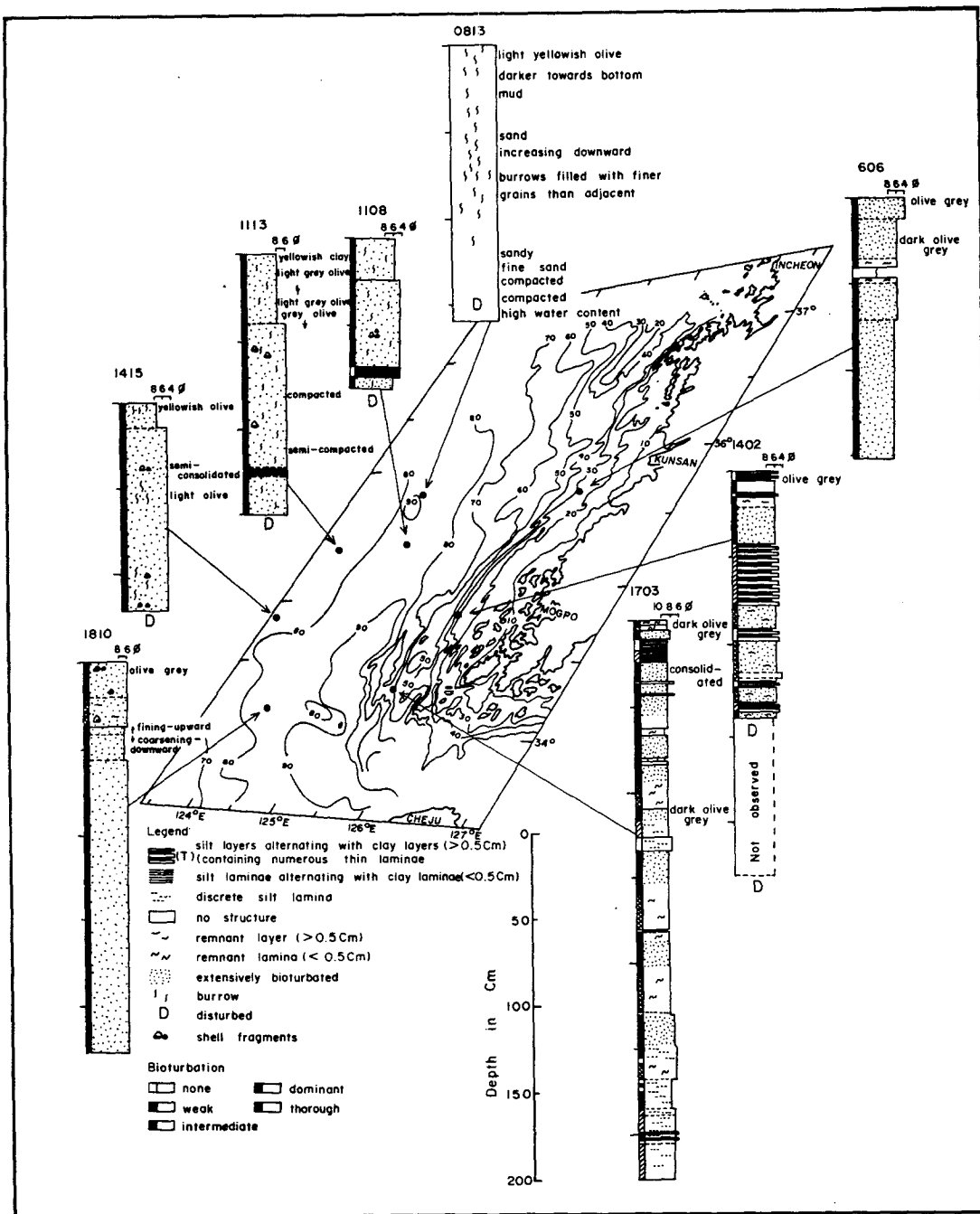


Fig. 6. General description of cores. Based on visual, microscopic, and X-radiographic observations (after Lee, 1986, and unpublished data of the KORDI).



1810, 1113, 1108 및 0813에서 뚜렷하며 연안에 위치한 시추심 606에서도 우세하다. 나머지 2시추심 1402와 1703에서는 비교적 뚜렷하다(Fig. 6).

## 2) 堆積相 (Sedimentary Facies)

연구지역시추심의 퇴적물은 모래, 실트, 점토로 되어 있으며, 모래는 바깥쪽연구지역이나 시추심 606에 많으며, 1402, 1703에는 거의 없다. 바깥쪽시추심에서 눈에 띄는 사항은 1415, 1113의 표면가까이 30cm~표면까지에서는, 그 아래에서 25~22%정도이던 모래가 10~2%로 급격히 줄어들고 점토가 48~55%로 급격히 늘어난다는 점이다. 0813에서도 기저에서 85~90cm까지에는 43.7~21.7%이던 모래가 그 위에서는 급격히 줄어들어서 5.2~1.6%정도가 되어 점토와 실트가 뚜렷이 증가한다. 1108은 1415, 1113, 0813보다 모래가 많으나, 표면가까이에서 모래가 적어지고 점토가 13%에서 33%로 증가한다는 점에서 위에 언급한 1415, 1113, 0813과 같은 현상을 보여준다. 그러나 1108은 기저에서는 모래가 적으나 시추심가운데에서 증가한다는 점에서 다르다(Fig. 7).

## 3) 炭酸鹽과 有機物 (Carbonates and Organic Matter Contents)

1810에는 다른 시추심에서보다 탄산염의 함량이 뚜렷이 높아서 평균 11.9%로 가장 높다. 여기에서는 시추심의 기저에서 올라오면서 적어지다가 표면가까이에서는 다시 증가하는 경향이 있다. 1415와 1113은 시추심아래와 중간에서는 비교적 적으나 표면가까이움에 따라서는 증가하는 경향이 있다. 반면 0813에서는 45~50cm에서는 10.4%이나 그 아래와 위에서는 이보다 적다. 1703과 1402에서는 수직적으로 변하기는 하나 어떤 경향을 보여주지는 않는다. 606은 표면에서만 9.7%이며 나머지에서는 거의 변함없이 4.0~4.5%를 유지하며, 1108은 분석되지 못했다(Fig. 8).

연구지역표면퇴적물에서의 탄산염의 기원은 生物起源, 炭酸鹽이 주성분인 碎屑性 퇴적물 및 化學的 沈澱 등으로 생각된다. 생물기원은 有孔蟲, 介形類, 貝殼片

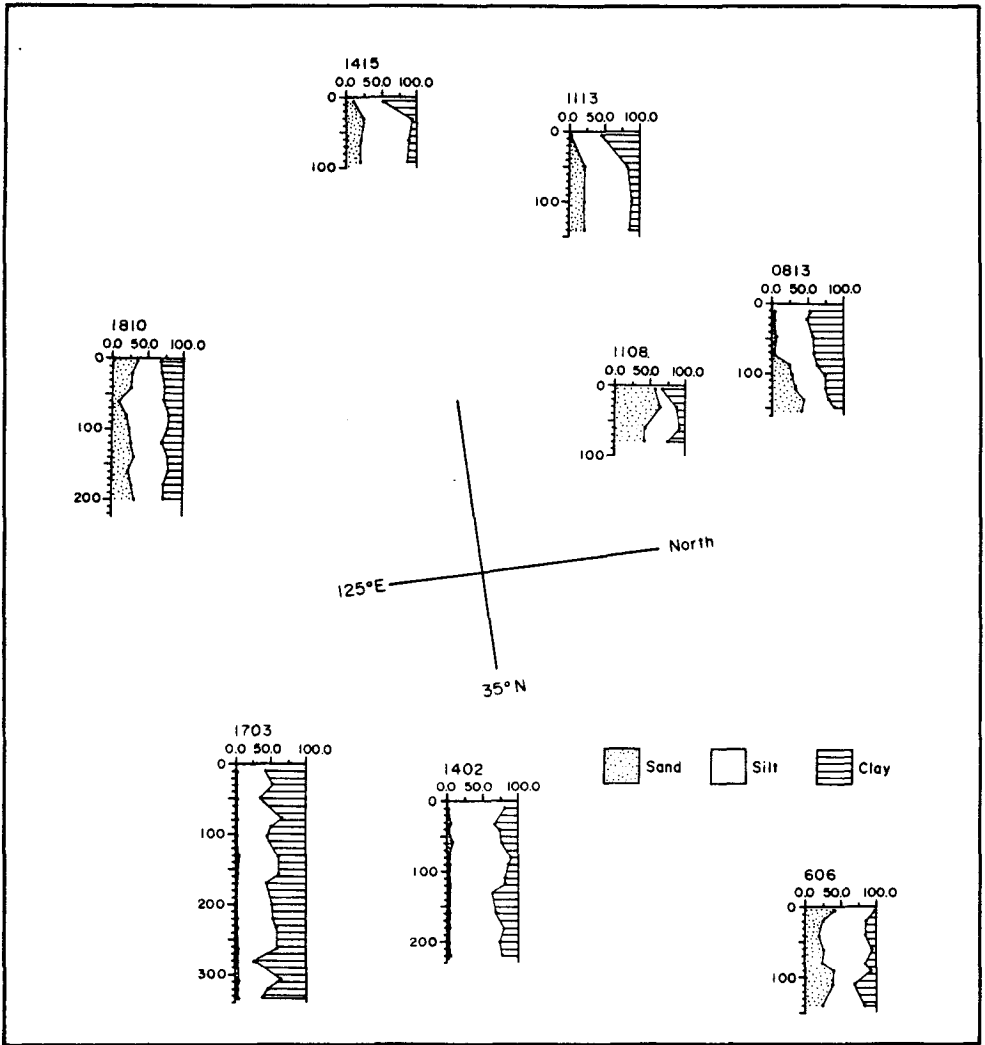


Fig. 7. Vertical variation in granulometric compositions. Note abrupt increase of mud contents (silt plus clay) in the upper part of the Cores 1415, 1113, and 0813 (after Lee, 1986, and unpublished data of the KORDI).

(二枚貝, 腹足類, Pteropod 등), 針骨, 苔蟲類(Bryozoa) 등의 껍질과 조각 등으로 알려져 있다(Niino and Emery, 1961). 시추심에서의 탄산염의 기원

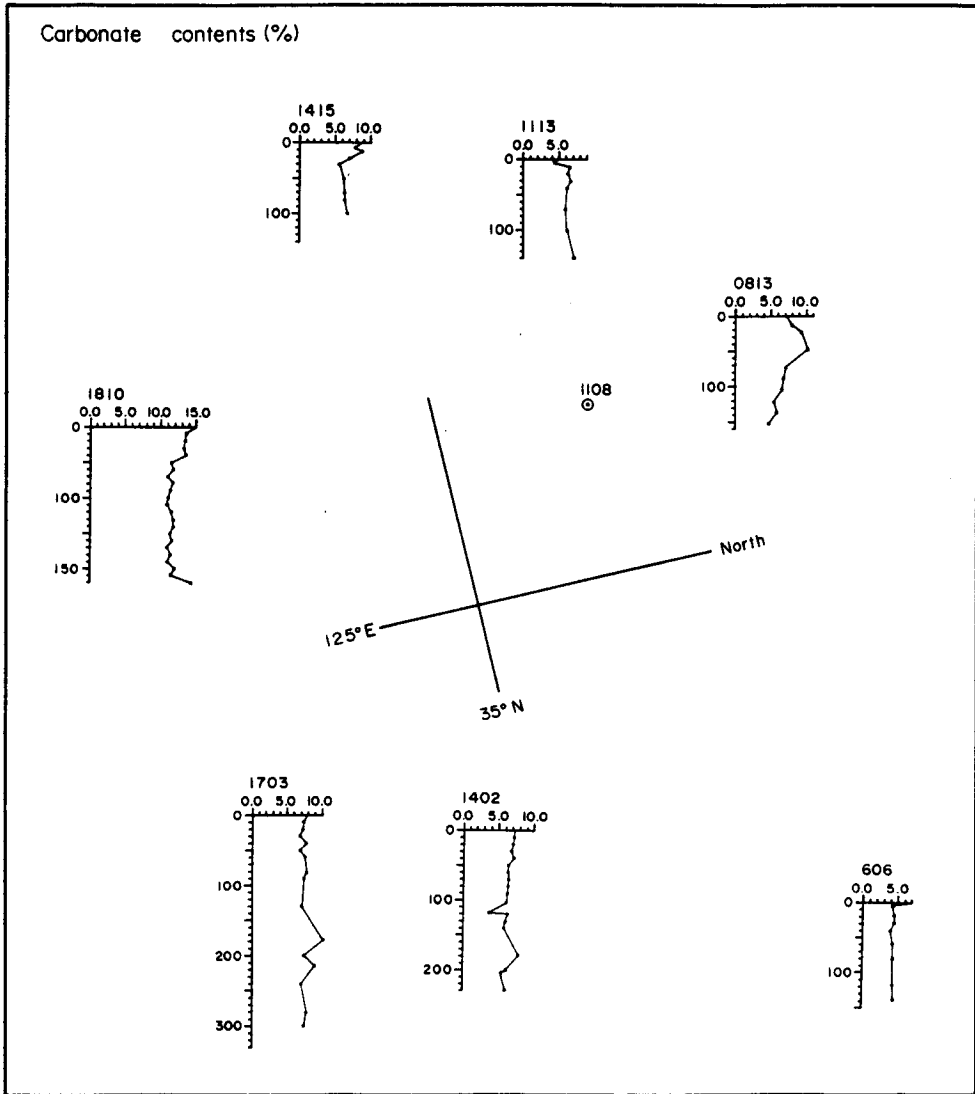


Fig. 8. Vertical variation in carbonates content (after Lee, 1986, and unpublished data of the KORDI). Core 1108 not analyzed.

도 본질적으로는 위와 같은 것이나, 堆積時代에 따라서 堆積環境이 달라지고, 따라서 그 영향정도도 달라지리라 믿는다.

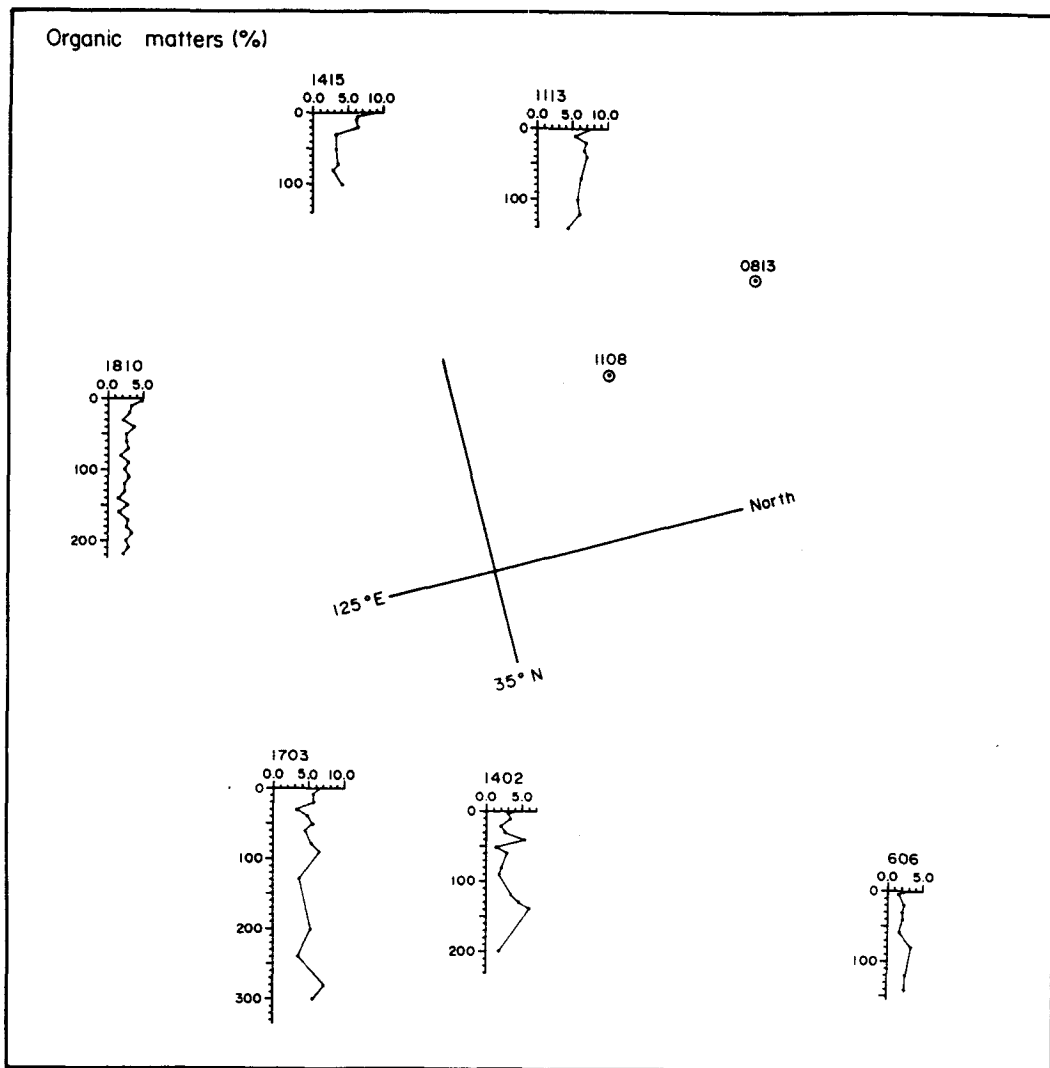


Fig. 9. Vertical variation in total organic matter contents. Note the increase of total organic matters in the upper part of the Cores 1415 and 1113 (after Lee, 1986, and unpublished data of the KORDI). Cores 1108 and 0813 not analyzed.

有機物의 경우, 1810, 1415, 1113에서는 상부로 가면서 전반적으로 증가하는 경향이 있다. 1810에는 1.5~4.7%까지 기복이 비교적 적으나, 표면에서는 증가해서 각각 8.7, 10.3%의 높은 값을 보인다. 1703은 유기물함량이 비교적 많으며 1402와 마찬가지로 비교적 심한 기복을 보여주나, 606에는 유기물의 함량이 1.5~3.4%로 적으며, 기복도 비교적 적다(Fig. 9). 0813과 1108의 유기물은 분석되지 못했다.

입도가 적어질수록 유기물의 양이 커지는 현상이 뚜렷이 보이며, 이러한 현상은 해양퇴적물에 흔한 현상이다(Niino and Emery, 1961; Bordovskiy, 1965; El-Wakeel and El-Sayed, 1978). 이의 설명은 유기물입자와 微細碎屑物粒子的 沈降速度가 비슷하다거나(Trask, 1939), 점토의 응집보호작용과 모래의 多孔性때문 등으로 설명된다(Kuenen, 1950). 가벼운 유기물입자들이 winnowing 되어서 세립물질이 퇴적되는 조용한 곳에 쌓이기 때문인 것으로 설명되기도 한다(Niino and Emery, 1961).

## 2. 微古生物學的 分析 (Micropaleontological Analysis)

### 1) 有孔蟲個體數 (Foraminiferal Number)

有孔蟲個體數 (Foraminiferal Number)는 일정한 試料內的 유공충의 개체수로써, 학자에 따라 서로 다른 정의가 있으나(Boltovskoy and Wright, 1976), 이 연구에서는 건조된 시료 50 g내의 개체수이다. 이 개체수는 처리된 건조시료 무게와 선별된 개체수를 환산해서 구했다. 유공충의 대부분은 저서유공충이며, 부유유공충은 1415, 1113, 0813에는 전혀 없다. 시추심 1810에서는 표면가까이 오면서 증가하며 1415와 1113에서는 뚜렷한 수직적 변화가 없다. 1108은 표면가까이 오면서 증가하는 반면, 0813에서는 표면가까이에서 증가하다가 표면에서는 적어진다. 1703은 305~310 cm에서는 2,500여개로 많으나, 그 이상에서는

적어지며, 606 표면에는 거의 없다. 반면 1402는 표면에서 격증해서 11,000여 개가 된다(Fig. 10). 몇몇시료(1810의 25~30 cm와 0~10 cm, 1402의

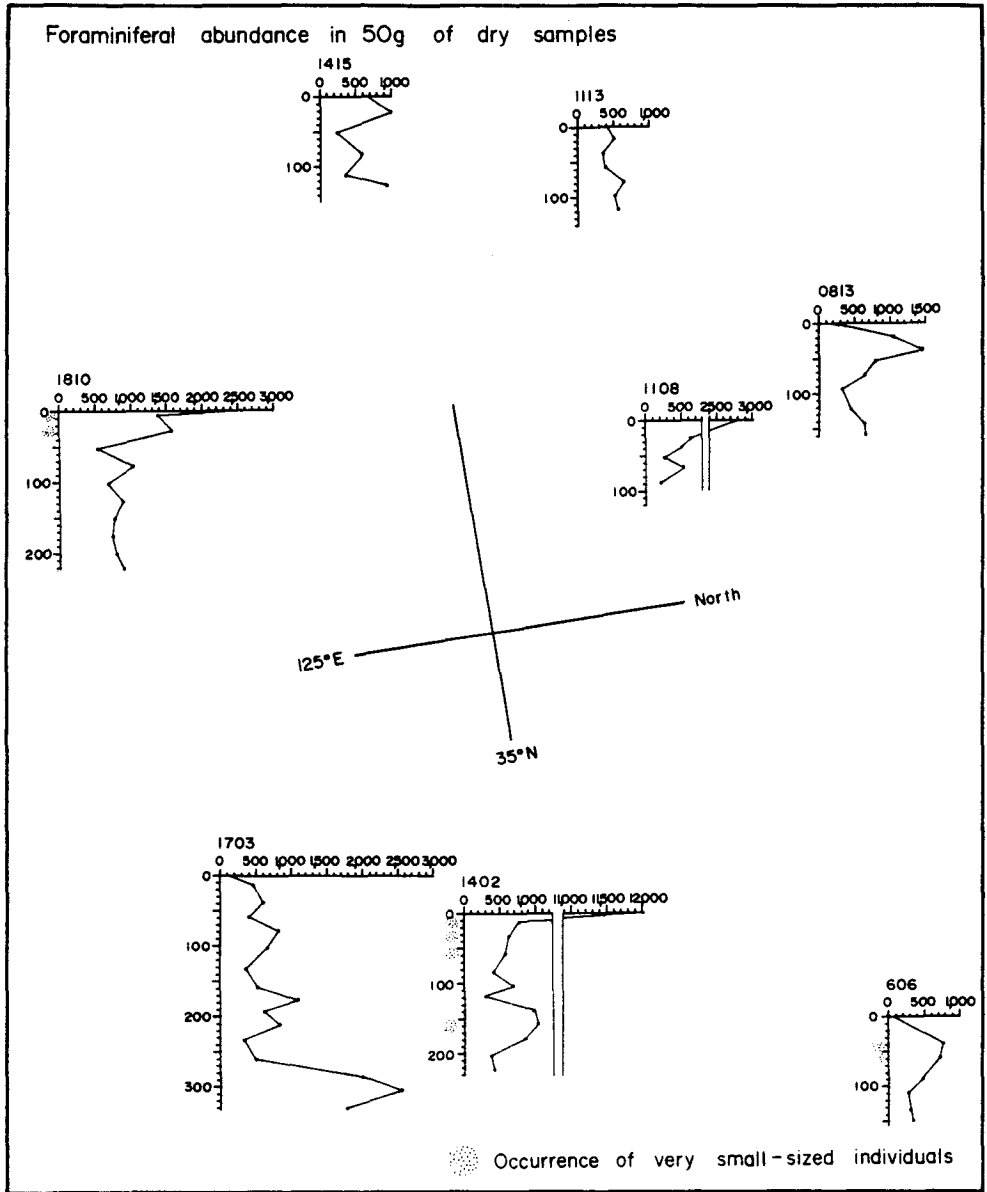


Fig. 10. Vertical variation in the foraminiferal number in 50 g dry samples.

155 ~ 160 cm, 55 ~ 60 cm, 30 ~ 35 cm, 10 ~ 15 cm, 606 의 55 ~ 60cm와 35 ~ 40 cm시료)에는 크기가 아주 작은 유공충이 대단히 많아서 유공충을 계수하기가 실질적으로 불가능하였으며, 위에 언급한 개체수에는 포함되지 않았다.

Kim et al. (1970, p.155)은 연구지역에서 북쪽으로 가고, 모래의 양이 많아 질수록 부유 및 저서유공충의 개체수가 적어지거나 없어지는 현상을, 모래의 급격한 퇴적과 수온과 염분이 낮아지기 때문인 것으로 생각했으나, 보다 깊은 연구가 필요하다고 했다(Kim, 1965). Kim(1970)은 북위 35°30'이남 해저에 유공충이 많으며 이는 아마도 퇴적율이 낮기 때문인 것으로 해석했다.

유공충의 개체수는 여러가지로 해석된다. 예를 들면, 有孔蟲의 生産(production), 碎屑性 堆積物에 의한 稀釋(dilution) 및 유공충껍질의 保存 등으로 설명되며 이 가운데에서 쇄설성 퇴적물에 의한 희석이 가장 큰 요인으로 지적되었다(Walton, 1955, 1964; Polski, 1959; Mc Glasson, 1959; Uchio, 1960; Bartlett, 1965; Kim, 1970). 이외에도 有孔蟲의 生態, 海洋 및 物理的 要因 등이 영향을 미치는 것으로 연구되었다(Lankford, 1959; Waller, 1959; Uchio, 1960; Atkinson, 1971; Chang, 1984 b; 蔣舜權, 1983; 蔣舜權 · 李慶信, 1983, 1984), 이외에도 유공충은 생물로써 살아있을 때에나 죽었을 때에나, 생물학적, 물리-화학적 및 지질학적 영향을 받으므로, 위에 이야기한 대로, 단순히 몇 가지 요인에 만 의존하는 것은 아니다(Murray, 1973, 1976 a, 1984; Douglas, 1979, 1981; Douglas et al., 1980). 그러나 환경에 따라서는 위의 몇 요인이 선택적으로, 동시에 복합적으로 작용할 수 있으리라 생각된다.

유공충개체수는 위에서 이야기한 대는 해저표면에서 뿐 만 아니라, 시추심에서도 퇴적작용과 관련, 설명되기도 한다(Feyling-Hanssen, 1980 b, 1982; Knudsen, 1982, 1985).

위에 이야기한 유공충개체수와 그 요인을 고려할 때, 1402의 표면에서 개체수가 급증하는 것은 퇴적율의 급격한 변화보다는 운반 등에 의해서 집적된 것으로

생각된다. 실제 1402의 표면 바로 아래의 시료에서 상당히 많이 산출되는 *Quinqueloculina* 는 거의가 마모되었다는 점을 고려하면 운반되어서 집적된 것으로 생각된다. 0813의 표면에서 격감하는 현상은 아마도 퇴적물의 증가로 인한 희석으로 생각된다. 한편, 1810과 1108의 표면에서 증가하는 것도 이 두 시추심지역에서의 퇴적학적 내지는 해양학적 공통현상과 관계있으리라 믿어진다.

유공충군집에 크기가 작은 개체가 많다는 것은 여러가지로 해석된다 (Culver and Banner, 1978 ; Hald and Vorren, 1984). 첫째, 生態學的 조건이 좋지 않아서 생긴 경우 (Boltovskoy and Wright, 1976), 둘째, 반대로 환경이 再生産 (reproduction)에 좋아서 어린 개체 (juvenile form)가 많이 발생하는 경우 (Nicol, 1944 ; Bradshaw, 1957), 셋째, 작은 개체들이 떠서 운반되어 모이는 경우 (Murray, 1976 b) 등이다. 첫째, 생태학적 조건으로는 먹이, 염분, 수온, 용존산소량, 濁度 (Turbidity), 과도에의 노출, 밀도, 底質 (Substrate), 기타요인들을 생각할 수 있다 (Hallam, 1965). 이 연구에서 작은 개체들의 크기를 체계적으로 조사하지는 않았지만 상당히 큰 개체들과 섞여서 산출된 다거나, 모래가 많은 시료 (1810, 606) 등과 함께 나오는 것으로 보아, 운반되었다기보다는 왕성한 생산으로 생각된다. 반면 모래가 거의 없는 1402의 어린 개체들도 큰 유공충과 함께 나오는 것으로 보아, 운반에 의한 집적보다는 위와 같게 왕성한 생산으로 생각할 수 있다. 유공충의 왕성한 생산은 생태적 환경이 좋아졌기 때문이며 이는 탁도가 낮아졌다거나, 水溫이 상승했다거나, 鹽分이 높아졌다거나, 영양염류공급이 증가했다거나, 底質의 변화 아니면 다른 변화 등으로 생각된다.

쇄설성 퇴적물의 공급이 적어지고 해류가 변해서 탁도가 낮아질 수 있으며, 남쪽에서의 外海 (open sea)의 유입이 커져서 수온과 염분이 상승할 수 있다. 유공충은 주로 海藻 (algae)를 먹이로 하며, 해조류의 생산은 태양에너지에 비례하고 탁도에 반비례한다는 일반적 사실을 고려하면 유공충의 생산이 높아진 것은 위의 여러 요인의 결과로 생각된다 (Murray, 1973 ; Boltovskoy and Wright,



1976 ; Lipps, 1983).

## 2) 底棲有孔蟲 (Benthic Foraminifera)

### (1) 種의 數 (Number of Species)

시추심 1810은 種의 數가 비교적 많으며, 수직적으로 기복을 보이기는 하나 어떤 경향을 찾기는 어렵다. 반면 1415, 1113은 種의 수가 적으며 표면으로 가까이 갈수록 증가하는 경향이 있다. 0813은 1415, 1113 보다는 많은 種이 있으나, 표면으로 가까이 갈수록 증가한다는 점에서 앞서 두 시추심과 같다.

1108은 비교적 많은 種이 있으나, 앞 4개 시추심과는 달리 표면으로 가까워짐에 따라 적어진다는 점이 특징적이다. 1703은 시추심 아래에서는 種의 수가 비교적 적으나, 가운데에서는 많아지며 표면으로 가까워짐에 따라 다시 적어진다. 1402은 깊이 115 ~ 120 cm를 제외하고는 種의 수가 대단히 많으며, 표면에서는 격감한다. 606은 시추심기저와 중앙부에서는 비교적 많은 種이 있으나, 표면에서는 격감하고 있다 (Fig.11).

### (2) 皮殼의 構造 (Wall Structure)

底棲有孔蟲은 皮殼의 構造에 따라 크게 셋, 琉璃質 (hyaline), 陶器質 (porcelaneous) 및 砂質 (arenaceous) 또는 膠質 (agglutinated)로 나눈다. Murray (1973, p.241)에 의하면 각 환경마다 피각의 구조에 따르는 저서유공충의 조성은 특징이 있으며, 저서유공충연구에 많이 쓰인다 (Murray, 1973, 1976a; Atkinson, 1971; Knudsen 1973, 1977; Nigam, 1984; Vorren et al., 1980).

피각에 의한 조성을 살펴보면 1810은 유리질이 시추심전체를 통하여 압도적으로 우세하나 표면에서는 교질이 21.8%가 있다. 시추심 1415와 1113의 기저에서는 교질이 비교적 뚜렷하나 급격히 감소한다. 그러나 표면에서는 다시 뚜렷해져서 각각 22.8%, 56.8%를 점한다. 0813은 시추심기저에서 교질이, 중

양부에서는 도기질이 있으나, 표면은 전부 유리질이다. 1108도 1415와 1113과 비슷한 경향을 보인다. 606에서는 유리질이 절대 압도적이며 도기질이 거의 없으나, 기저와 중앙부에서는 약간 있으며, 표면에서는 38.8%로 급증한다. 1402, 1703에서는 도기질이 뚜렷한 강세를 보이는 시료도 있으나(1402에서는

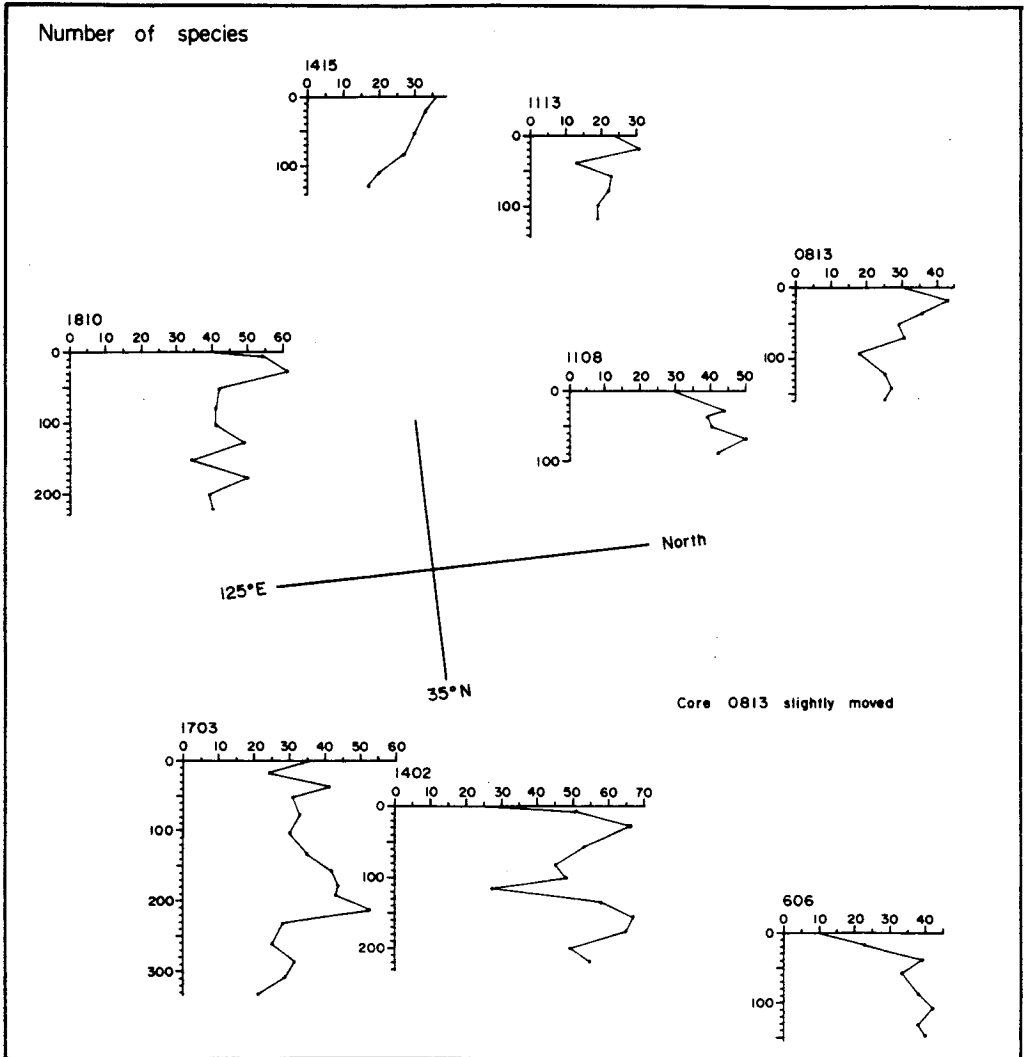


Fig. 11. Vertical variation in the number of species of benthic foraminifera.

10 ~ 15 cm, 1703에서는 260 ~ 265 cm, 35 ~ 40 cm), 유리질이 전반적으로 우세하다. 반면 교질은 소량 산출된다(Fig. 12).

Greiner (1974)에 의하면, 現生底棲有孔蟲의 分布는 水溫 또는 / 및 鹽分과 관계있으며, 水溫 및 鹽分の 勾配와 관계있다. 그러나 한 환경요인 즉, 껍질을 만드는 데에 필요한 탄산칼슘의 利用可能程度와 깊이 관계있다. 물론 이 가능정도는 수온, 염분 및 水深에 좌우된다. 다시 말하면, 껍질을 만드는 데에, 방해석(Cal-

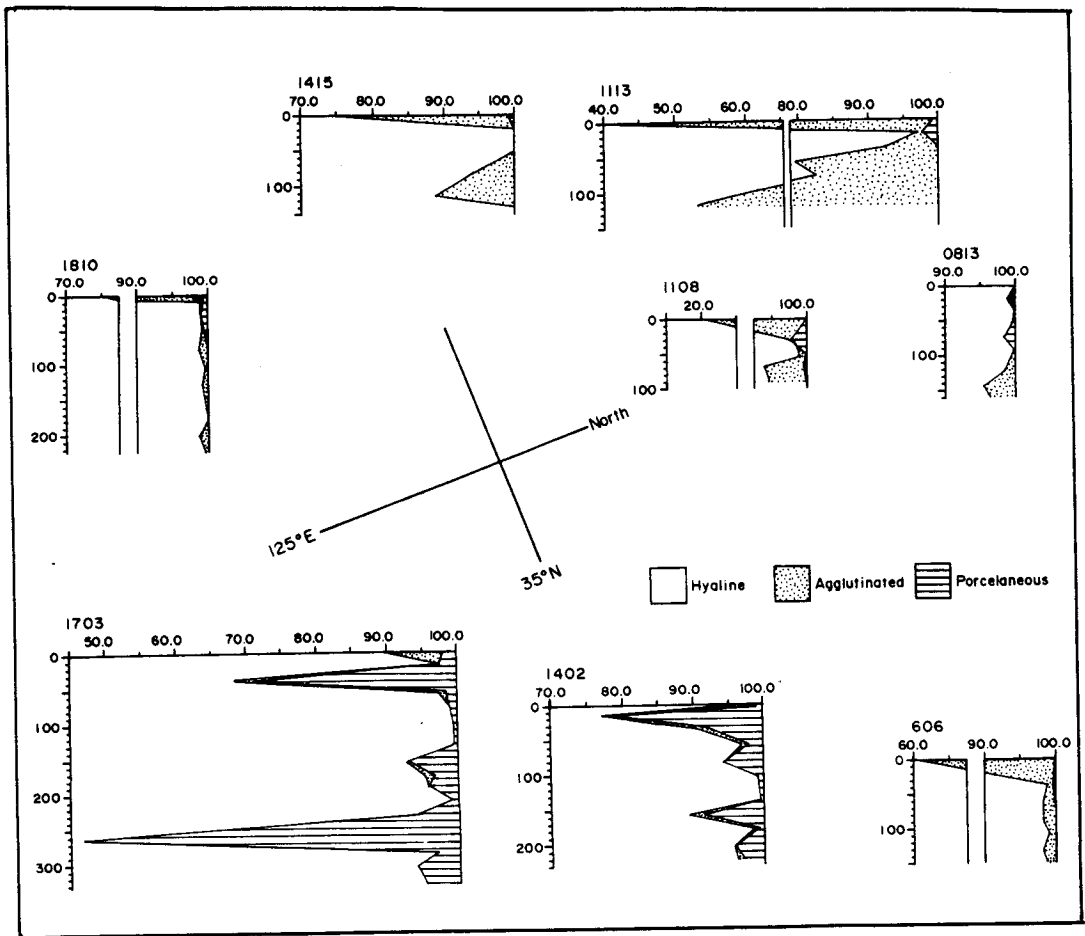


Fig. 12. Vertical variation in the composition according to wall structures.

cite )이 필요없는 膠質有孔蟲들은 사용할 탄산칼슘이 적은 지역에 번성한다. 陶器質 有孔蟲들은 탄산칼슘이 많은 지역에 번성하나, 탄산칼슘의 양이 적어지면, 유리질 유공충이 증가해서, 결과적으로 탄산칼슘이 중간 정도인 곳에는 유리질 유공충이 번성한다 (Greiner, 1969, 1970). 이러한 현상에 비추어 볼 때, 시추심 1415와 1113은 탄산칼슘이용가능성이 비교적 적은 곳이 있고, 606, 1108에도 비교적 적은 곳이 있다. 한편, 1703, 1402는 이용가능성이 비교적 큰 곳이 있다. 그러나 이러한 해석은 Fig.8의 탄산염의 수직적 산출과는 많이 다르며, 따라서 분석된 시료내의 탄산염의 존재는 貝殼片, 有孔蟲, 介形類 등 生物起源과 방해석, 탄산염암편 등 非生物起源으로써, 存在狀態가 유공충의 생태와는 큰 차이가 있었던 것으로 생각되며, 보다 깊은 연구가 필요하다고 믿는다.

### (3) 多樣性 (Diversity)

多樣性を 알아보는 데에는 여러 가지 방법이 있으나 (Buzas, 1979), 이 연구에서는 Fisher- $\alpha$  지수와 Walton (1964)의 방법을 사용했다. 多樣성이 높다는 것은 生物이棲息하기에 좋은 환경을 지시하며, 환경이 가혹해지면 다양성은 낮아진다. 저서유공충에 나쁜 환경이라면, 예를 들면, 低溫, 低鹽分 또는 대단히 높은 高鹽分, 뒤섞이는 해수, 얇은 水深, 큰 潮差, 햇빛이 잘 투과되지 못할 정도의 탁한 해수, 너무 굵은 입자로 된 底質 (Substrate), 대기에서의 노출 등이다. 이러한 가혹한 환경에 적응, 서식하는 수 종만이 대량 발전하게 되면 다양성은 낮아진다. 저서유공충에 가혹한 이러한 환경은 조간대, 하구, 연안, 오염지역 등에 국한된다. 반면, 深海의 경우, 환경이 비교적 안정되어서 다양성은 높다 (Hessler and Jumars, 1974; Rex, 1983). 물론 다양성은 환경의 安定性 뿐만 아니라 다른 요인, 예를 들면, 生物相이 만들어진 이후의 시간, 생물간의 상호경쟁 및 먹고 먹히는 관계, 氣候의 安定, 生物의 生産力, 空間的 不均質 (Spatial heterogeneity) 및 이들의 相互結合 등과도 관계있는 것으로 알려져 있으나, 단독 또는 몇 가지를 같이 묶어서도 다양성의 설명은 어렵다 (Pianka,

1966 ; Sanders, 1969 ; Buzas, 1972 ; Thistle, 1983 ). 해양생태계에서 환경의 교란 및 이에 따르는 生物의 分散-反應 등으로 다양성을 설명하나, 부유 생물생태계에서는 물리적인 현상이 주기적으로 변하고, 種들의 장기간에 걸친 균형 등 때문에 부착성 生物의 다양성의 설명 방법으로는 잘 설명되지 않는다 (Mc-Gowan and Walker, 1985 ). 다양성은 海棲生物뿐 만 아니라 陸上生物에서도 뚜렷해서, 비교적 따뜻하고 온도변화가 적은 곳이 뚜렷이 높다 (Fischer, 1960 ).

Fisher -  $\alpha$  지수는 개체가 無作爲的으로 分布하면, 種의 많기는 Poisson의 分布를 따르리라 가정했으며, 개체의 평균숫자가 증마다 다르다면 이 군집은 negative binomial 분포를 하리라 가정한 Fisher, Corbet, and Williams (1943)가 제안한 방법으로, Murray (1973)에 의해서 現生底棲有孔蟲研究에 많이 쓰이는 방법으로, 種의 數에 민감한 방법이다 (Murray, 1968 ). Murray (1973, p. 240)에 의하면 살아 있는 저서유공충의 군집의 Fisher- $\alpha$  지수가 5 이상 ~ 16이면 正常鹽分 (32 ~ 37‰)의 大陸棚바다 (Shelf seas of normal salinity)이며, 그보다 적으면 低鹽分 (32‰이하)이다. 그러나, 실제 大自然의 현상은 간단히 설명되지 않아서 Murray (1973)에서 벗어나는 예외가 많다는 점을 생각해야 한다 (Buzas, 1974). Fisher -  $\alpha$  지수는 계산으로 구하는 방법이 있으며 (Buzas et al., 1977, p.50), 그림에서 읽는 방법도 있다 (Fisher et al., 1943, p.52 ; Williams, 1964, p.311). 이 연구에서는 개체수와 종의 수를 고려, 이미 Fisher -  $\alpha$  지수를 표시한 그림 (Murray, 1973, p.9)에 선별한 개체수와 종의 수를 적어서 구했다.

Walton (1964)의 방법은, 개체수가 많은 種부터 계수하기 시작해서, 全조성의 95%까지를 이루는 種의 數로써 개체수가 적은 種을 제거함으로써, 개체수가 많은 種에게 의미를 부여하는 방법이다. 이 방법은 第三紀-第四紀의 저서유공충 연구에 널리 쓰인다 (Knudsen, 1977, 1982, 1984, 1985 ; Feyling-Hanssen, 1980a, 1980b, 1982, 1983 ; Feyling-Hanssen et al., 1971 ; Feyling-Hanssen

and Ulleberg, 1984).

Fisher- $\alpha$  다양성지수는 種의 數와 비슷한 수직적 변화를 보여주고 있다. 즉, 1415, 1113 및 0813 은 뚜렷이 낮은 값을 보여 주나, 표면가까이에서는 증가한다. 반면 1108, 606 은 비교적 높기는 하나 표면가까이로 오면서 현저히 낮아진다. 1810, 1703, 1402 는 표면에서 기복이 있으나 비교적 높은 값을 보여주고 있으나, 1402 는 표면에서 급격히 낮아진다 (Fig. 13). 이 연구시료와 같은 조성, 즉, 살아있었거나 죽은 유공충을 합한 전체조성에서는, 실제 퇴적된 당시의 생군집의 지수보다, 더 클 것으로 예상된다 (Murray, 1976 a). 예를 들면 北海 (North Sea) 潮間帶의 경우, 전체군집이 생군집보다 지수가 1~2 정도 더 크다고 했다 (Murray, 1976 a, p.56). 이 차이는, 일률적으로 이야기하기 어려워, 조간대나 江河口의 안 쪽의 경우, 거의 차이없으나, 外部의 영향이 큰 바깥쪽으로 나갈수록 이 차이는 더 커져서 외부의 영향을 지시하며 (蔣舜權·李慶信, 1982, 1983, 1984; Chang, 1984 b; Wang and Murray, 1983; Wang et al., 1985 c), 大陸棚海底에서도 퇴적물의 운동방향을 지시한다 (Nigam, 1986). 연구시료들의 퇴적 당시의 환경을 유추하면 남쪽의 1810 과 남쪽 연안의 1703 과 1402 는 비교적 염분이 높았으나, 북쪽연안의 606 에서는 염분이 상당히 낮아졌다. 1415, 1113 및 0813 에서는 염분이 상당히 낮았다.

調整된 Fisher- $\alpha$  多樣性 指數를 구했다. 이는 Fisher- $\alpha$  다양성 지수는 種의 數와 밀접히 관련되어서, 군집내에 소량있더라도 있기만 하면, 지수에 나타나는 방법이다 (Murray, 1968). 따라서 소량으로 존재하는 種의 영향을 줄이기 위하여, “많은 개체를 가진 종으로부터 전체군집의 95%까지를 이루는 種”으로, Fisher- $\alpha$  지수를 구하는 방법과 같은 방법으로 “調整된 Fisher- $\alpha$  다양성지수”를 구했다. 조정된 값은 조정되기 전의 값보다 당연히 낮아졌으며, 전체적인 경향은 같다. 1415 와 1113, 0813 은 대부분의 시료에서 지수가 적으며, 1108 과 606 은 앞의 3 시추심보다는 지수가 크나, 표면으로 접근하면서 뚜렷이

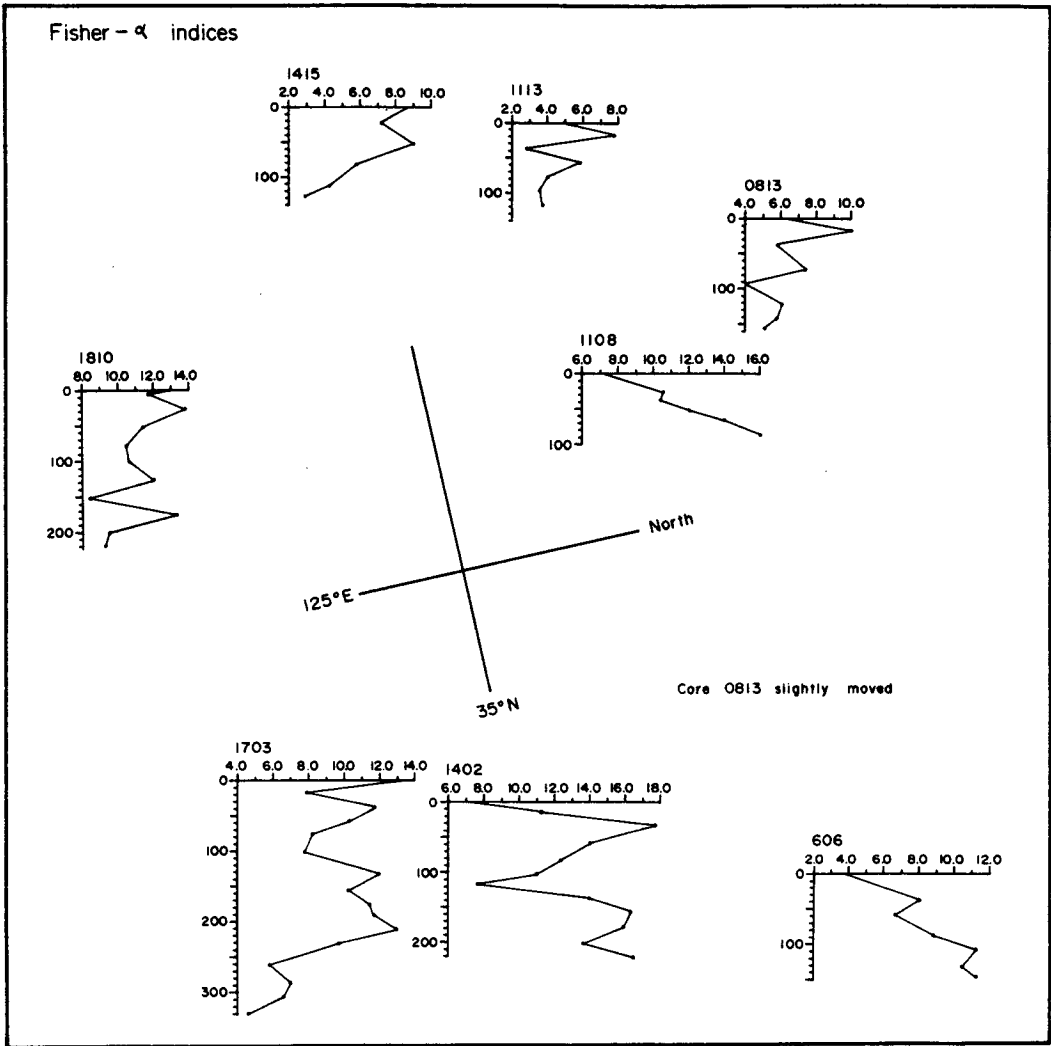


Fig. 13. Vertical variation in Fisher- $\alpha$  diversity indices of the total assemblages.

적어진다. 1402의 경우, 표면, 10~15 cm 및 115~120 cm에서는 뚜렷이 낮으나, 다른 부분에서는 뚜렷이 높다. 1703의 경우, 기저에서 260~265 cm까지는 낮으나, 그 이후에서는 기복이 있으나 비교적 높으며, 표면의 지수는 10.8이다. 1810의 경우, 시추심 전체를 통틀어 지수가 비교적 높다 (Fig. 14).

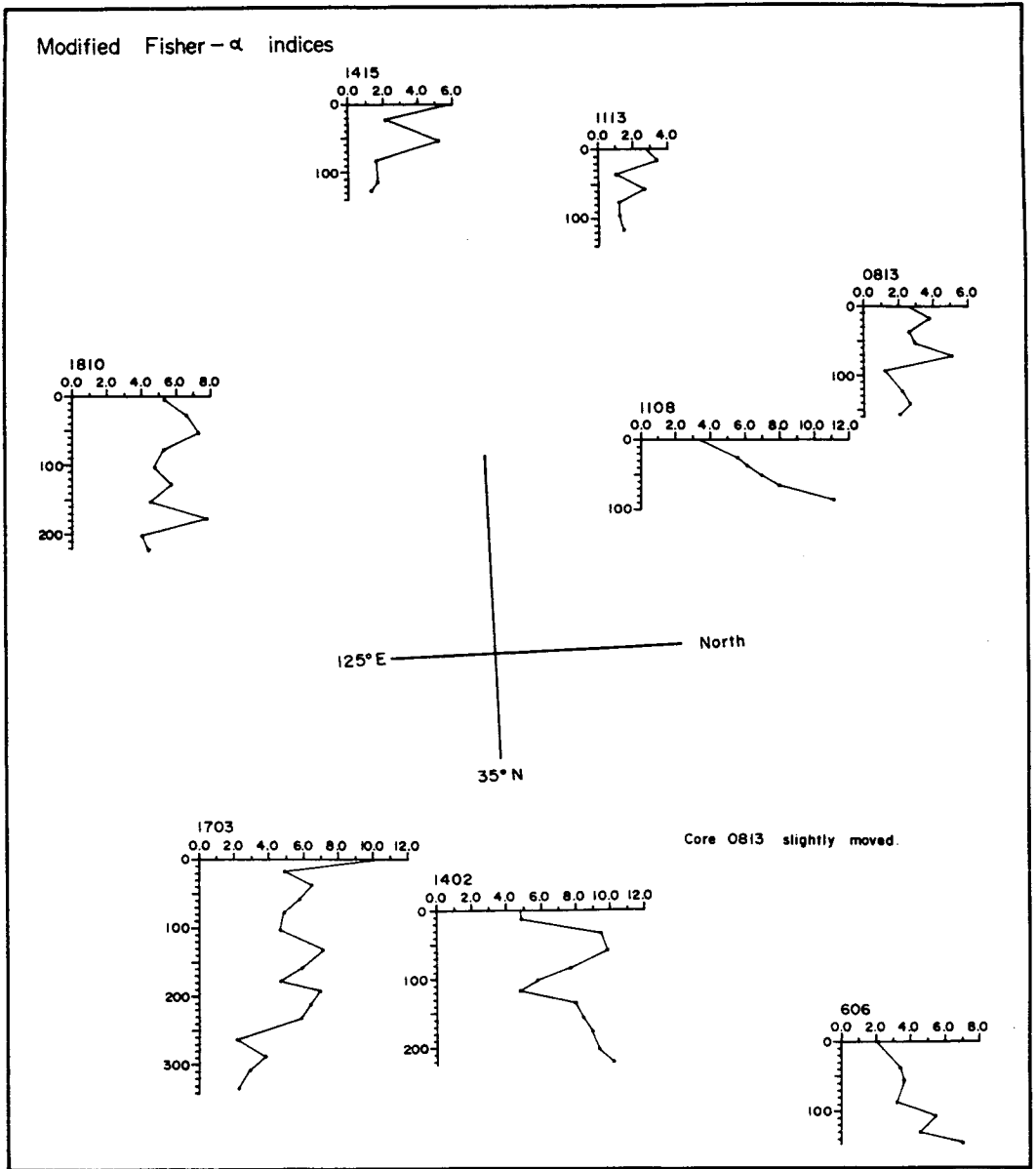


Fig. 14. Vertical variation in Fisher- $\alpha$  diversity indices obtained from 95 per cent of the total assemblage.

Walton (1964)의 방법에 의한 다양성은 시추심 1402가 115cm~120cm가 표  
면에서 급격히 적어진 것을 제외하고는, 가장 많아서 30種이상이며, 기록이 비



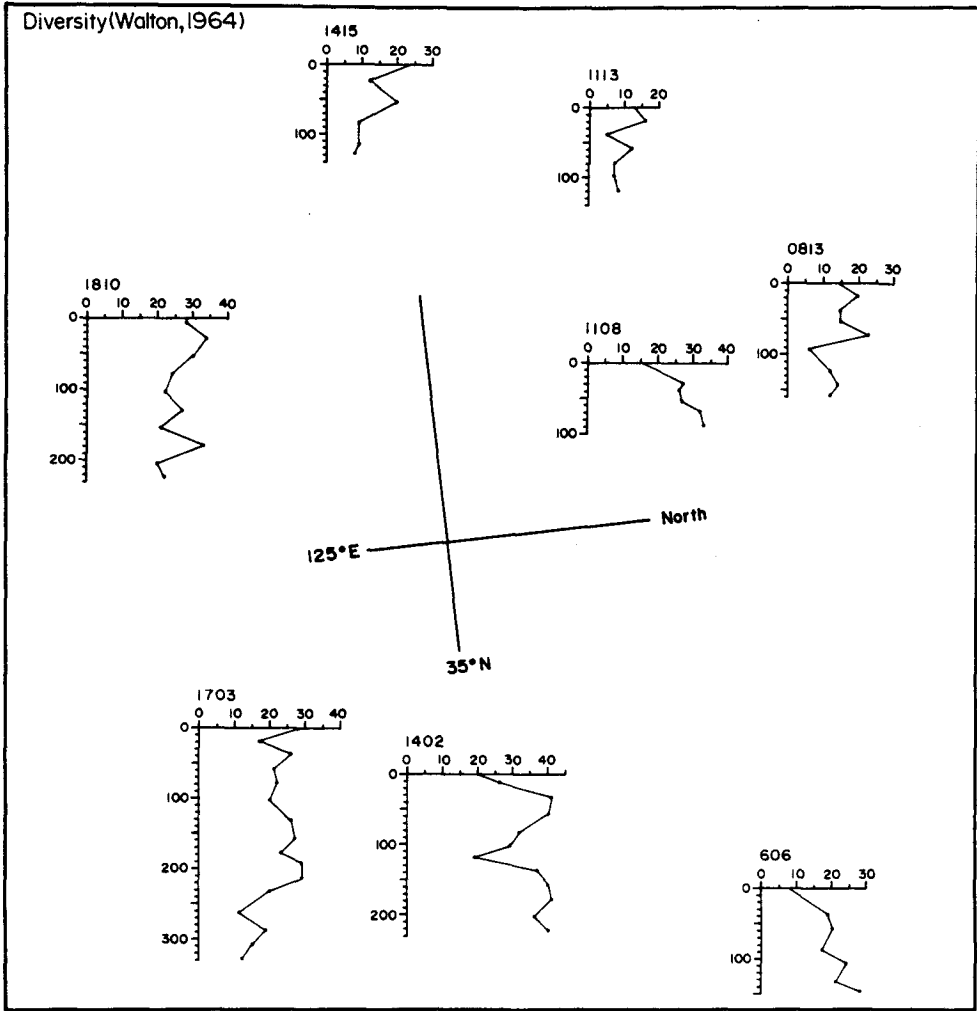


Fig. 15. Vertical variation in diversity obtained by the method of Walton(1964).

교적 덜 심하다. 시추심 1810, 1703의 경우에는 비교적 많아서 20~30종이 계속적으로 산출된다. 1703은 표면으로 접근함에 따라, 비교적 증가하는 경향이 있다. 1415, 1113, 0813은 비교적 덜 다양해서 10~20종이 산출되며, 기록이 있으나, 표면으로 접근함에 따라 증가하는 경향이 있다. 반면 1108의 경우,

606 보다는 비교적 다양하나, 2 시추심 모두 표면으로 접근함에 따라 종의 수는 뚜렷이 적어진다 (Fig. 15).

#### (4) 優占度 (Dominance)

이 연구에서 優占度 (Dominance)는 Walton (1964)에서 定義한 대로 “群集에서 가장 우세한 種의 백분률”을 사용했다. 이 Walton (1964)의 우점도는 여러 연구에서 채택, 이용된다 (Feyling-Hanssen et al., 1971; Feyling-Hanssen, 1980 b, 1982, 1983; Feyling-Hanssen and Uilleberg, 1984; 蔣舜權·李慶信, 1982). 種의 數가 증가할수록 우점도는 낮아지며, 이러한 현상은 다양성과 우점도가 밀접한 관련이 있음을 보여준다. 실제, 우점도가 뚜렷이 높다는 것은 환경이 생물의 서식에 좋지 않아서, 그 좋지 않은 환경에 서식하는 몇 종만이 뚜렷이 발전하기 때문이다 (Feyling-Hanssen et al., 1971; Feyling-Hanssen, 1983). 실제, 조간대는 얇은 해저보다, 얇은 해저는 깊은 해저에서보다, 저서유공충이 종의 수가 더 적고, 우점도는 더 높다 (Walton, 1964; 韓國海洋研究所, 1981, 1982; 蔣舜權·李慶信, 1982; Feyling-Hanssen, 1982; Chang, 1984 a).

종의 수가 증가할수록 우점도는 적어진다는 일반적인 현상이, 연구된 시추심에서 잘 보인다. 그러나 1810, 1703을 제외하고는 심한 기복을 보임으로써 환경의 변화가 비교적 심했음을 보여주고 있다. 이 변화는 1415, 1113, 1108, 0813에서 특히 심하다 (Fig. 16).

#### (5) 인접시료간의 相似度 (Faunal Similarity between Adjacent Samples)

인접시료에서 산출되는 저서유공충군집간의 비슷한 정도를 알아보기 위하여 저서유공충의 군집간의 相似度 (Similarity)를 구했다. 상사도를 구하는 방법에는 여러가지가 있으며 (Cheetham and Hazel, 1969), 이 연구에서는 Sanders (1960)의 “親近指數 (index of affinity)”를 사용했다. 이 지수는 비교하려는 시료간의 構成種의 백분율을 비교, 적은 쪽의 백분율을 합함으로써

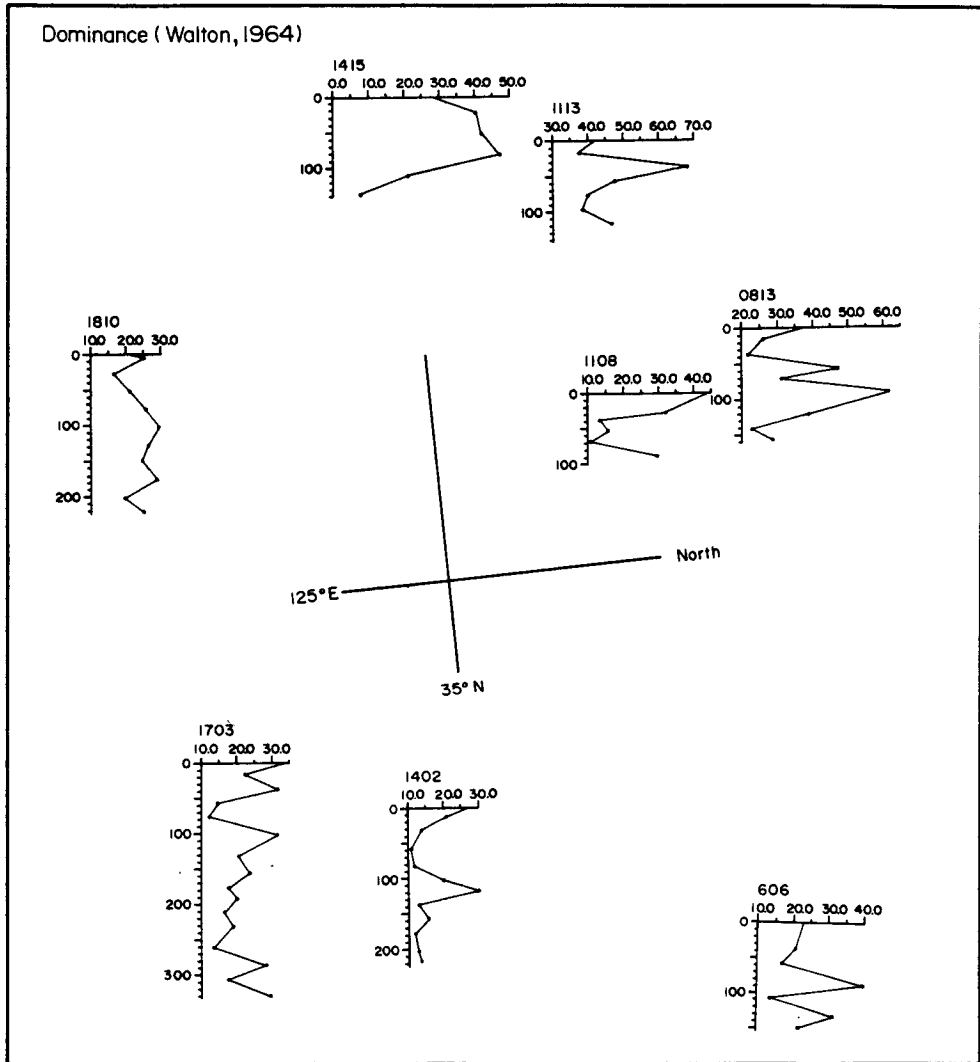


Fig. 16. Vertical variation in dominance obtained by the method of Walton(1964).

얻어지며, 따라서 Ruddiman et al.(1970)은 “百分率重復置 (percentage overlap value)”라 칭했다. 두 시료가 완전히 같은 경우, 이 값은 100.0 %이며, 전혀 다른 경우에는 0.0이 된다. Sanders의 지수는, 先驗的으로 (a priori) 생각할 때, “있고-없음 (presence - absence)”에 근거한 방법,

예를 들면, Jaccard (1908)의 방법보다는, 연구지역에서는, 보다 의미가 있을 것으로 생각된다. 이유는, 연구지역이 비교적 얇아서 환경의 변화가 보다 쉬워서, 數種이 群集의 대부분을 차지하는 경우도 있을 것으로 생각되기 때문이다. 이 방법은 Jaccard (1908)의 방법보다는 덜 널리 쓰이나, Murray (1973)에서 언급되었으며, 위의 2 연구이외에 Murray (1969, 1970), Knudsen (1973), Grünig and Herb (1980), 蔣舜權 (1985, 1986) 등에서 쓰였다.

시추심 1703의 경우, 285 ~ 290 cm와 260 ~ 265 cm, 260 ~ 265 cm와 230 ~ 235 cm사이에서 각각 30.1%, 36.1%로 상사도의 급격한 변화 (faunal break)가 있다. 1402의 경우, 80 ~ 85 cm와 55 ~ 60 cm사이에서 45.4%, 55 ~ 60 cm와 10 ~ 15 cm사이에서 32.9%로 비교적 급격한 변화가 있다. 606에서는 55 ~ 60 cm와 35 ~ 40 cm사이에서 31.7%로 급격한 변화가 있다. 1810의 경우 시료 50 ~ 55 cm와 25 ~ 30 cm사이에서 급격한 조성차이가 있으며, 1108은 50 ~ 55 cm와 25 ~ 30 cm 사이에서 30.7%로 조성의 뚜렷한 차이가 있다. 1415에서는 80 ~ 85 cm와 50 ~ 55 cm 사이와 50 ~ 55 cm와 20 ~ 25 cm 사이에서 각각 14.0%, 7.6%로 급격한 차이가 있다. 1113은 55 ~ 60 cm와 35 ~ 40 cm 사이에서 35.3%로 조성이 비교적 다르며, 그 위의 35 ~ 40 cm와 15 ~ 20 cm 사이에서도 16.6%로 급격한 조성의 차이가 있으며 0813에서는 90 ~ 95 cm와 70 ~ 75 cm 사이에서 38.0%로 뚜렷한 조성차이가 있으며, 50 ~ 55 cm와 35 ~ 40 cm사이도 42.7%도 비교적 심한 조성차이가 있다. 이러한 저서유공충군집의 뚜렷한 차이는 그 시료사이에 저서유공충의 서식 및 퇴적환경에 비교적 큰 변화가 있음을 뜻한다.

表面直下, 즉, 시추심의 최상부시료와 표면시료사이에는 시추심 1810의 경우, 50.2%, 1415의 경우 61.9%로 비교적 비슷한 조성을 보이나, 그 외의 시추심에서는 0.5% (시추심 606) ~ 16.5% (시추심 1113)로 상사도가 대단히 낮은 것은, 앞에서 이야기했듯이, 표면시료가 시추심아닌, 그 부근에서 얻었기 때문에, 퇴적상과 그에 따르는 유공충군집에 큰 차이가 있는 것으로 믿어진다. 실제, 황

해같이 얇은 바다에서는 퇴적상이 비교적 쉽게 다를 수 있고, 따라서 거기에 서식하는 저서유공충의 조성도 쉽게 달라질 수 있기 때문이다 (Boltovskoy and Wright, 1976). 물론 환경의 급격한 수직적 변화때문에 큰 차이가 있을 수 있음을 배제할 수 없다.

### 3) 浮遊有孔蟲 (Planktonic Foraminifera)

#### (1) 有孔蟲全體群集에서의 產出 (Per cent Occurrence in the Total Foraminiferal Assemblage)

부유유공충의 저서유공충과 부유유공충을 합한 有孔蟲全體群集에서 차지하는 비율의 수직적변화는 몇 가지 흥미있는 사실을 보여준다. 첫째는 연구지역전체에 걸쳐, 현재에 가까운 비교적 젊은 지질시대에서는 부유유공충의 산출이 뚜렷이 적어져서 표면에서는, 1703 을 제외하고는 부유유공충의 산출이 실질적으로 없다. 둘째는 1703 과 1402 에서는 표면가까이에서의 부유유공충의 激減을 포함하여 3회의 격감이 있으며, 1810, 606 에서도 2회의 격감이 있다. 한편, 시추심 1415, 1113 및 0813 에서는 적어도 연구된 깊이까지에서는 부유유공충의 산출이 전혀 없다. 셋째는 1703, 1402, 606 등의 부유유공충의 산출비율을 볼 때, 1703 에서 북쪽 606 으로 감에 따라 부유유공충의 산출이 점진적으로 적어진다 는 점이다. 1810에서도, 표면에서를 제외하고는, 부유유공충의 산출이 비교적 왕성하며, 기저에서 부유유공충의 산출이 비교적 적어지는 시료 150 ~ 155 cm ~ 125 ~ 130 cm 까지와 그 이상에서의 부유유공충산출 기록이 1703에서 비슷한 정도이며, 1402, 606 에서 보다는 뚜렷이 높다.

Polski (1959, Text - Fig. 3) 에 의하면, 북위 35° ~ 36°, 동경 124° ~ 125° 의 以東지역, 즉, 이 연구지역의 左上部 표면퇴적물에서는 유공충전체군집에서 20 ~ 40%의 부유유공충이 산출되는 것으로 발표되었다 (Waller and Polski, 1959). 그러나, 다른 연구 (Kim, 1970 ; Kim et al., 1970 ; 韓國海洋研究

所, 1983, 1984, 1985, 1986)에 의하면, 북위  $35^{\circ}50'$ , 동경  $125^{\circ}00'$ 에 부유유공충의 산출이 있으나(韓國海洋研究所, 1985, p.427), 실질적으로 없다고 보아도 무방하다. Wang et al. (1985 a, Fig.39)의 연구에서도 부유유공충의 산출은 북위  $35^{\circ}$ 이북의 황해에는 실질적으로 없다. 연구지역에서의 부유유공충의 산출은 外海, 즉, Kuroshio에서 갈라져 北上하는 黃海暖流에 의한 것이며, 따라서 이 海流가 센 여름에는 보다 북쪽에서까지도 소량이나마 산출되리라 믿는다. 실제 위에 언급한 韓國海洋研究所의 보고서도, 시료채취시기가 1982年 8~9月이었다는 사실을 생각할 필요가 있다. 이 연구지역의 左上部에 상당히 많이 산출되는 현상은 그러한 보고를 한 Polski(1959) 및 Waller and Polski(1959)의 연구자료가 1920년 이후 1945년 일본이 패전하기 전에 채집한 시료로써(Waller, 1960, p.1164), 그 후 연구자들의 시료와는 거의 40년가까이 또는 60년 이상의 시간적인 차이가 있으며, 그러한 時間의 差異에 따르는 堆積현상과 海洋環境의 변화도 생각할 수 있으며, 시료채집방법의 차이도 관계있으리라 생각되나, 보다 깊은 연구가 필요하다. 또 한 가지 가능성은 Polski(1959)의 Text-fig.3의 부유유공충의 산출은 위에서 이야기한 바와 같이, Kuroshio의 영향보다는 그 지역에 固有한 水塊를 생각할 수 있다. 왜냐하면 부유유공충의 산출이 Okinawa 海溝(trough)쪽에서 黃海입구로 가까이 감에 따라 80%이상에서 20%이하로 점이적으로 감소하다가, 상기지역에서 20~40%정도, 즉, 적어지다가 다시 많아진다는 것은, Kuroshio에 의해서 운반되기 보다는 그 지역의 水塊에 서식하는 것을 생각할 수 있다. 실제 Qin and Li(1983, Fig.6)에 의하면 여름의 경우 북위  $34^{\circ}$ ~ $39^{\circ}$ , 동경  $123^{\circ}$ ~ $125^{\circ}$ 에 黃海冷水塊(the cold water mass of the Huanghai Sea)가 형성된다. Kim et al. (1970)은 연구지역의 북위  $35^{\circ}$  북쪽에 부유유공충이 없는 현상을 有毒物質이 많고 水溫과 鹽分이 낮기 때문인 것으로 설명했다.

### 3. 試錐心の 對比와 地質時代 ( Correlation and Geologic Age of the Cores )

#### 1) 試錐心の 帶分 ( Zonation )

연구지역이 黃海라는 비교적 좁고 폐쇄된 바다라는 사실을 고려하고, 絕對年令 등의 자료가 없기는 하나, 失驗的으로 볼 때, 연구된 시추심이 퇴적된 지질시대가 현세에 비교적 가까운 지질시대, 즉, 예를 들면 Pleistocene 末期~Holocene 등으로 생각할 때, 연구지역에서 帶分 ( Zonation ) 및 對比 ( Correlation ) 에 이용가능한 자료는 浮遊有孔蟲의 산출로 생각된다. 왜냐하면 연구지역에서의 부유유공충의 산출은 外海 ( open sea ) 의 영향을 반영하기 때문이다 ( Grimsdale and van Morkhoven, 1955 ; Bandy and Arnal, 1957, 1960 ; Stehli and Creath, 1964 ; Kafescioglu, 1975 ; Bé, 1977 ; Douglas, 1979 ). 다시 말하면, 부유유공충의 산출이라는 외해의 영향은, 연구지역에서는, 地質學的으로는 짧은 時間에, 연구지역 전체에 걸쳤으리라 생각된다. 위에서 이야기했듯이, 연구지역이 비교적 폐쇄된 지역이라는 점을 고려, 저서유공충의 조성을 이용하는 방법도 있으나, 저서유공충의 조성은 底質 ( Substrate ), 水深 ( Depth ), 海流 등에 영향받고 ( Phleger, 1960 ; Murray, 1973 ; Boltovskoy and Wright, 1976 ), 또한 연구지역이 얕아서 교란되기 쉽다는 점을 생각하면, 저서유공충의 산출이 부유유공충의 산출에 의한 방법보다는 지역적인 차이에 따르는 서식 및 퇴적환경의 영향을 더 받을 것으로 생각된다. 부유유공충이 生層序學 ( Biostratigraphy ) 에서 널리 쓰이고 있으나 ( Blow, 1979 ; Stainforth et al., 1975 ; Saito et al., 1981 ; Kennett and Srinivasan, 1983 ), 연구지역과 같은 大陸棚연변해에서는 부유유공충의 水深에 따르는 分布 ( Depth Stratification ), 해류의 작용 및 서식에 부적당한 환경이 되면서, 설명하기 어려운 불규칙한 산출때문에 그 사용이 어려워지고 있다 ( Parker, 1965 ). 따라서 生層序學 ( Biostratigraphy )

에서 흔히 사용되듯이 어떤 특정 種의 출현 (appearance)이나 사멸 (extinction)보다는, 연구지역에 동시에 영향을 미쳤으리라고 믿어지는 外海의 영향으로써 帶分했다. 앞에서 이야기한, 부유유공충의 激減을 表面가까이로부터 편의 상 Zone A, B, C로 부르기로 한다. Zone A, B, C까지의 사이, 즉 表面에서 A까지, A아래에서 B위까지, B아래에서 C위까지, C아래에서 시추심기저까지는, 위에서부터 편의상 Zone I, II, III, IV로 부르기도 한다. 1703, 1402에서는 Zone I~IV가 있으며, 1810과 606에서는 Zone I~III이 있으며 1108에는 Zone I~II만이 있다.

부유유공충의 산출이 전연 없는 시추심 1415, 1113 및 0813에서는 저서유공충의 뚜렷한 산출상태를 이용했다. 이들 시추심에서는, 기저에서부터 c, b, a 3개 Zone으로 나누었다. Zone c의 정의는 시추심기저에서 *Buccella frigida*의 마지막 출현까지, Zone b의 정의는 *B. frigida*의 마지막 출현이후—*Elphidium etigoense*의 마지막 출현까지, Zone a의 정의는 *E. etigoense*의 마지막 출현이후 현재까지이다. 그러나 Zone a의 기저는 실제로는 *Ammonia inflata*의 출현과 일치한다. 이러한 기준으로 볼 때, 1415에서는 3개 Zone이 뚜렷이 인지된다. 1113에서는 Zone b의 기준인 *E. etigoense*가 Zone c의 기준인 *B. frigida*보다 먼저 75~80cm에서 없어져서 Zone b의 존재가 의심스럽다. 0813에서도 *E. etigoense*가 Zone a의 기준인 *A. inflata*가 출현하는 70~75cm에서 실질적으로 없어진다. 따라서 Zone b의 존재가 모호하다. *E. etigoense*가 90~95cm에서는 61.8%나 되어서 군집의 절대다수종이다. 1415, 1113에서는 Zone c의 上限은 모래가 15~20%정도라는 점을 감안하고, 0813의 70~75cm에서의 *A. inflata*의 28.8%로 뚜렷한 출현, 모래가 3.8%라는 점과 90~95cm의 *E. etigoense*가 61.8%나 되나, 70~75cm에서 30.9%로 된다는 점을 고려해서 Zone의 c의 上限을 90~95cm와 70~75cm 사이에 잡았다. 이런 경우에도 Zone b의 존재가 의심스러우



나, 시료를 보다 치밀하게 채집했다면 Zone b의 존재를 확인할 수 있으리라 믿는다.

## 2) 分帶와 對比 (Zone and Correlation of the Cores)

시추심 1703의 경우, Zone C(265~270 cm)는 상하인접시료들과의 저서유공충의 상사도가 현저히 떨어져서 하부의 Zone IV나 상부의 III과는 균집이 현저히 다름이 나타난다. Zone IV에서는 *Epistominella naraensis*, *Cibicides refulgens*, *Nonion asanoi* 등이 비교적 많으며, 개체수는 비교적 많으나 종의 수는 비교적 적다. Zone C에서는 *Quinqueloculina lamarckiana*가 격증하며, *C. refulgens*도 비교적 많다. 개체수와 종의 수는 적어지며 우점도는 커진다. Zone III에서는 다시 *E. naraensis*, *C. refulgens*, *N. asanoi* 등이 비교적 많아지며 *Q. lamarckiana*는 격감한다. 개체수는 적어지고 다양성은 높아진다. B에서는 *C. refulgens*가 많아지며, *N. asanoi*가 비교적 많으며, *Ammonia beccarii*가 비교적 많다. Zone II에서는 *E. naraensis*, *C. refulgens*, *N. asanoi*, *E. pulchella* 등이 비교적 많아진다. Zone A에서는 C에서와 같이 *Q. lamarckiana*가 다시 급증하며 *C. refulgens*도 비교적 많다. Zone I에서는 *Q. lamarckiana*는 거의 없으며 *C. refulgens*, *N. asanoi*, *Pseudoeponides japonicus* 등이 비교적 많다. Zone B와 A에서는 C에서와는 달리 인접시료와의 저서유공충의 상사도가 뚜렷이 달라지지 않는다. 시추심 1703에서는 106種이 산출된다. 다른 시추심에는 우세한 *Elphidium etigoense*가 1703에는 거의 없다. 1703에서는 7속 24종의 부유유공충이 산출되는 데, 전반적으로 크기가 작다. *Globigerina falconensis*가 많이 산출되며 *Globigerinita humilis*, *Globigerina* sp., *G. quinqueloba* 등이 비교적 많다. Zone IV와 III~II에서 다양하게 산출되어서 뚜렷한 외해의 영향을 보여준다. 반면 Zone C 및 A~I에는 비교적 적다(Fig. 17).



1402의 Zone IV에서는 *C.refulgens*와 *N.asanoi* 등이 비교적 많으며 종의 수도 비교적 많다. Zone C와 저서유공충의 상사도는 상당히 높아서 Zone C와의 구분은 뚜렷지 않다. Zone III도 그 하위의 군집과 비슷하며 Zone B와의 경계는 뚜렷지 않다. Zone B에서는 개체수와 종의 수가 적어지며 *E.naraensis*가 뚜렷이 많아지며, *Ammonia inflata*가 많이 산출된다. Zone II에서는 *E.naraensis*, *C.refulgens*와 *Elphidium etigoense*와 *Cribro-nion subincertum* 등이 비교적 많아진다. Zone II의 55~60cm시료는 그 위의 Zone A와 저서유공충의 상사도에 뚜렷한 차이가 있다. Zone I에는 *Q.lamarckiana*와 *A.cf.papillosa*가 뚜렷이 많아지며 *C.refulgens*도 많다. 표면에서는 *Buccella frigida*, *Textularia conica*, *Pararotalia nipponica* 등도 많아지며 유공충 개체수가 급격히 증가하는 반면 종의 수는 적어진다. 1402에서는 136종이 산출되며, *Q.lamarckiana*는 1703과 이 시추심에서만 산출되며, *E.etigoense*와 *A.beccarii*는 1703을 제외하고 모든 시추심에서 비교적 많이 산출된다. 1402의 부유유공충은 10~15cm에서만 개체크기가 좀 크나, 그 외에서는 개체크기가 작다. *G.falconensis*와 *Globigerina* sp.가 뚜렷이 많으며, 그 외에도 *Globigerinoides ruber*, *Globigerina rubescens*, *Neogloboquadrina dutertrei* 등 따뜻한 바다에 서식하는 종이 비교적 많으며(Bé, 1977), *G.ruber*와 *N.dutertrei*는 크기도 비교적 크다. Zone I을 제외하고는 산출되는 부유유공충이 多様하다(Fig.18).

606에서는 시추심의 기저가 Zone III이며, *Ammonia beccarii*, *E.naraensis*, *Elphidium etigoense*, *Buccella frigida* 등이 비교적 많다. Zone B에서는 위의 구성에 *N.asanoi*가 추가되며 Zone III에서부터, 외해의 영향은 비교적 적으나 Zone B에서는 더 적어진다. Zone II에서는 *E.naraensis*, *A.beccarii*, *E.etigoense* 등이 비교적 많다. Zone II내의 시료 55~60cm와 35~40cm사이에 저서유공충 구성에 큰 차이가 있다. 시료 35~40cm와

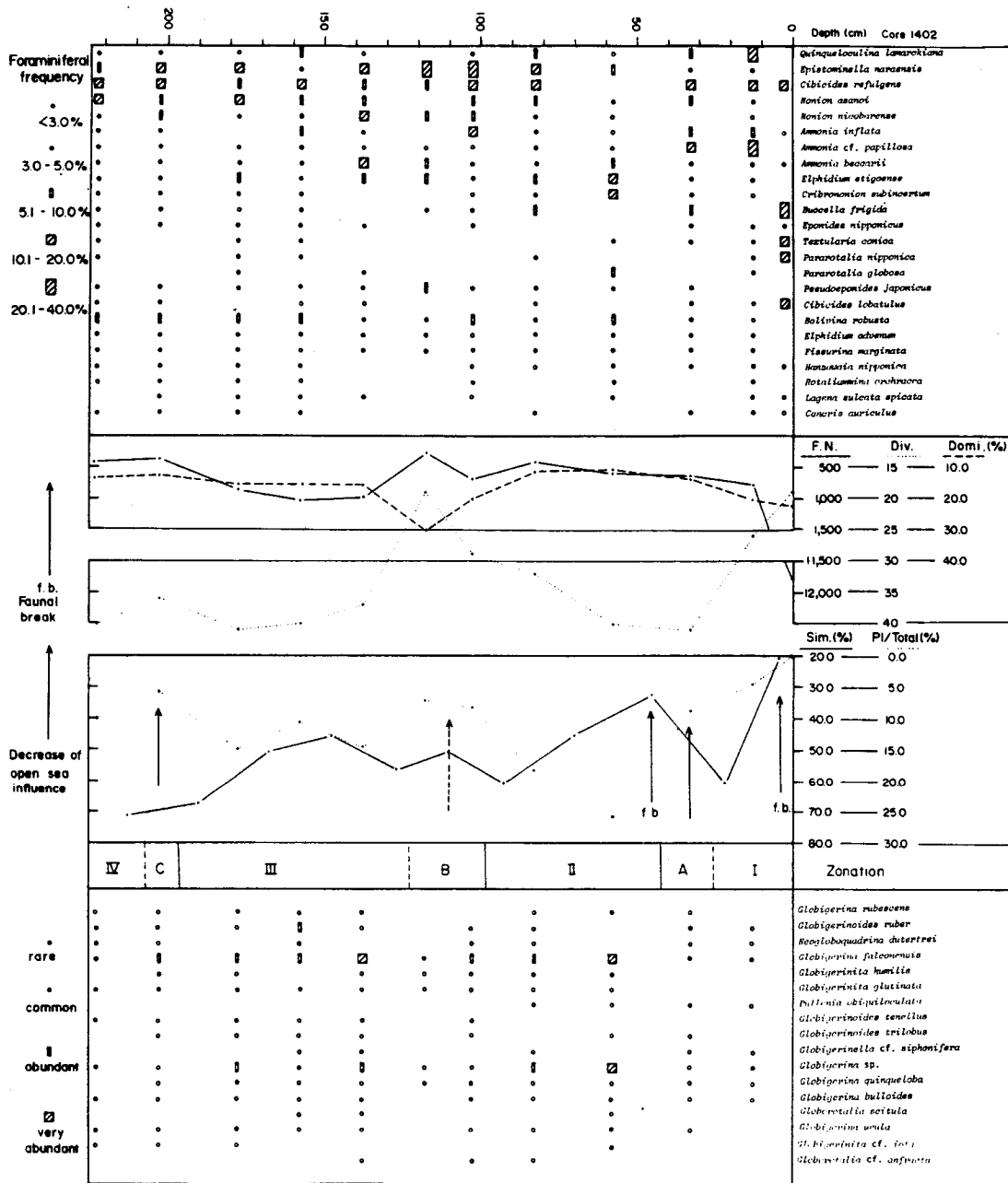


Fig. 18. Frequency distribution of selected taxa of foraminifera in Core 1402. Faunal abundance, diversity, dominance and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the reduced occurrence of planktonic foraminifera. Note reductions of open sea influence, and faunal breaks.

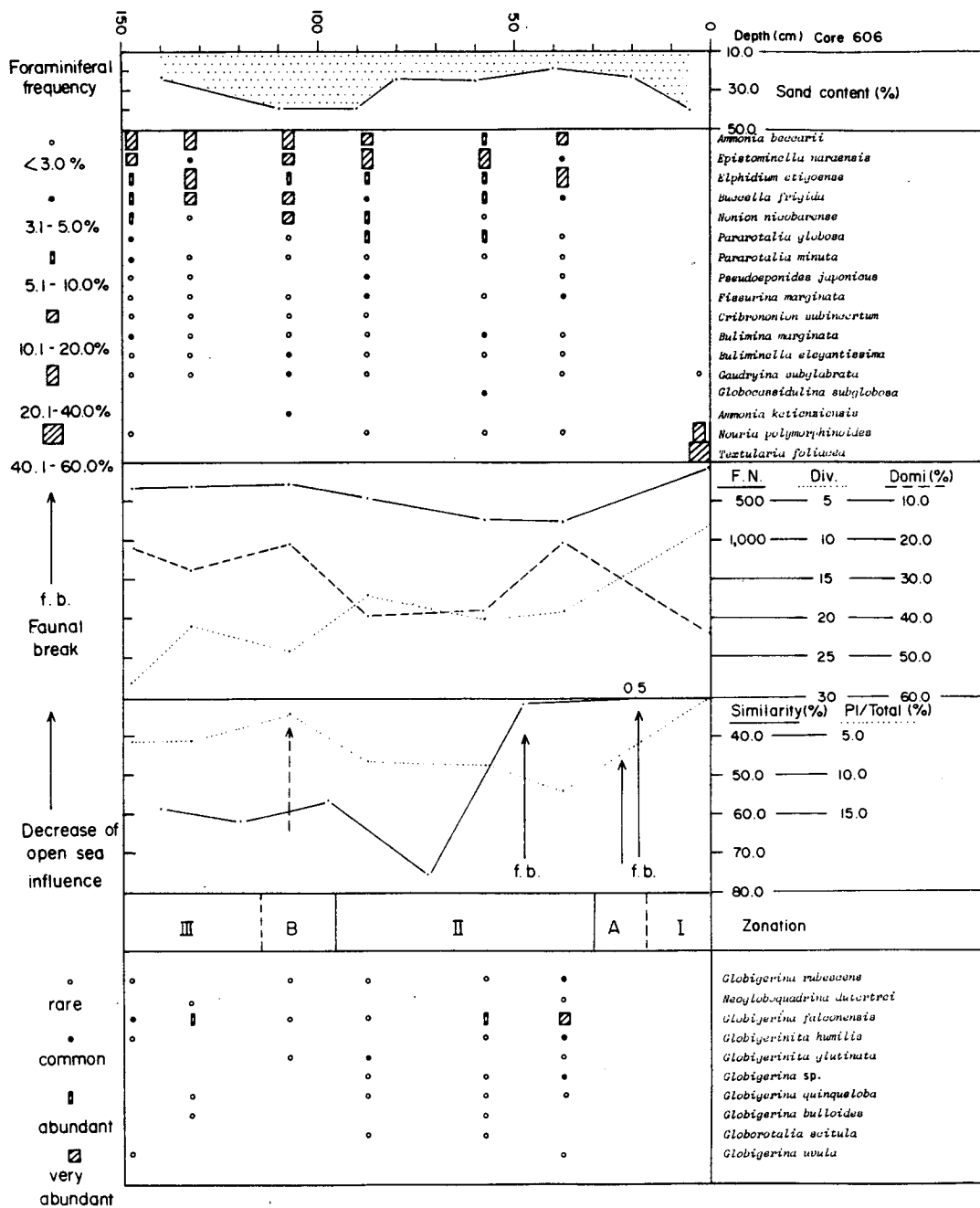


Fig. 19. Frequency distribution of selected taxa of foraminifera in Core 606. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the reduced occurrence of planktonic foraminifera. Note two times of reduction of open sea influence, and faunal breaks.

*Textularia foliacea*와 *Nouria polymorphinoides*가 우세한 표면시료의 조성간에도 큰 차이가 있어서 실질적으로 완전히 다른 군집이다. Zone A는 시료 35~40 cm와 표면사이에서 부유유공충의 산출이 12.0%에서 0.0으로 된다는 현상에 근거, 그 사이에 잡았다. 시추심과 표면시료간의 급격한 군집차이는, 서론에서 이야기했듯이 시추심아닌 근처 시료에서 표면시료(09001)를 채집했기 때문인 것으로 생각된다. 실제 시추심과 표면시료는 위치가 다르며, 水深도 달라서 시추심은 28 m, 표면시료는 42 m로 큰 차이가 난다 (Table. 2).

*Ammonia inflata*는 다른 시추심에는 비교적 많으나 606에는 전연 없다.

*Hanzawaia nipponica*는 다른 시추심에서는 산출되나, 606 및 1113에서는 거의 없다. 606에서는 저서유공충이 85종, 부유유공충이 5속 12종이 산출된다. 부유유공충은 크기가 대단히 작아서 해양환경, 특히 해수의 환경이 부유유공충서식에 좋지 않았음을 알 수 있다. 조성은 다양하지 못하며 *G. falconensis*가 비교적 많으며, *Globigerinoides* spp.는 전연 없으며, *Globorotalia* spp.도 대단히 적다. 따라서 따뜻한 외해의 영향은 뚜렷이 줄어들어 든다 (Fig. 19).

1810에서는 시추심의 기저가 Zone III이며, *E. etigoense*, *A. beccarii*, *E. advenum*, *Cribrononion subincertum* 등이 비교적 많다. Zone B의 상구분은 뚜렷하지 않으며 *E. etigoense* 및 *A. beccarii*가 계속 우세하다. Zone II에서 *E. etigoense*와 *A. beccarii*가 계속 우세하며, Zone A 아래의 시료는 Zone A와 뚜렷한 조성의 차이가 있다. Zone A와 I에서는 *N. asanoi*, *Pseudoeponides japonicus* 및 *A. inflata*가 뚜렷이 우세하며 표면에서의 개체수를 제외하고는 시추심 전체에 걸쳐서 개체수, 다양성, 우점도 등이 큰 변화없다. 1810에서는 150종이 산출되어서 연구지역에서 가장 많은 종이 산출된다. 1810에서는 10속 28종의 부유유공충이 산출되며, 가장 다양하며 크기도 비교적 커서 부유유공충서식에 적합한 외해환경을 뚜렷이 지시한다 (Bé, 1977). Zone III~II까지 뚜렷이 다양하며 *G. falconensis*, *Globigerina* sp.가 특



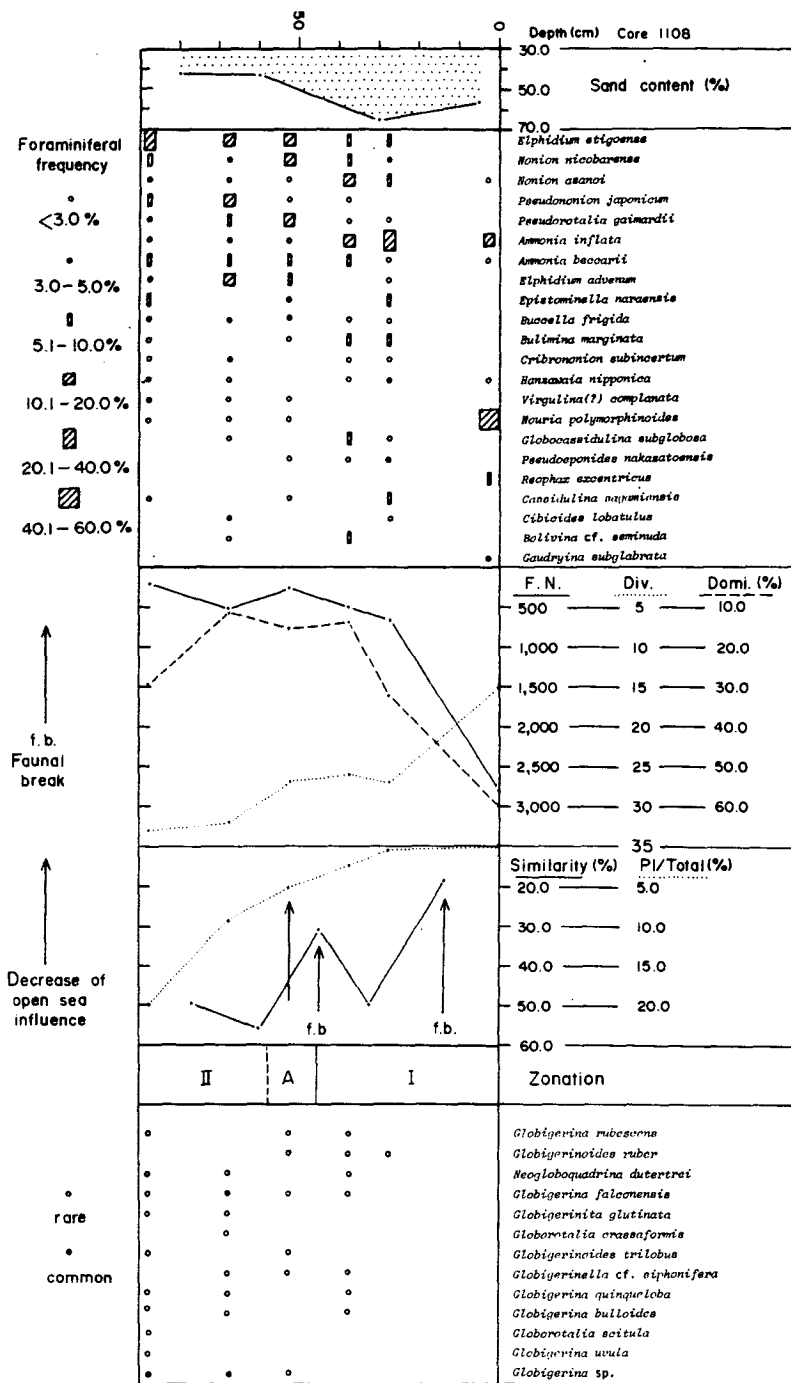


Fig. 21. Frequency distribution of selected taxa of foraminifera in Core 1108. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the reduced occurrence of planktonic foraminifera. Note the gradual reduction of open sea influence, and faunal breaks.



히 많으며 *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides* spp., *G. quinqueloba*, *G. bulloides* 등이 비교적 많이 산출된다. 소량이기는 하나, *Globorotalia menardii*, *Orbulina universa*, *N.cf. pachyderma*, *Berggerenia* sp. 등도 산출된다 (Fig. 20).

1108의 기저는 Zone II로써 *E. etigoense*, *Pseudononion japonicum*, *E. advenum* 등이 비교적 우세하며 Zone A와는 저서유공충조성에서는 큰 차이가 나지 않으나, 부유유공충의 산출로 나누었다. Zone A에서는 *E. etigoense*는 계속 많으나, *P. japonicum*, *E. advenum* 등이 적어지는 대신 *Pseudorotalia gaimardii*와 *N. nicobarense*가 증가한다. Zone A는 Zone I의 기저 35~40cm의 저서유공충조성과 큰 차이가 있으며, *N. asanoi*, *A. inflata* 등이 뚜렷이 많아지며, *E. etigoense*와 *N. nicobarense*, *P. gaimardii* 등은 적어진다. Zone I에 속하는 표면시료에는 *Nouria polymorphinoides*가 격증해서 그 아래의 시료 25~30cm의 조성과는 큰 차이가 있다. 1108에서는 99종이 산출되며, 시추심에 비교적 많은 *Pseudorotalia gaimardii*는 시추심 1108에서만 산출된다. 1108에서는 부유유공충이 다양하지 못하며, 개체의 크기도 적으며 소량 산출된다. *G. falconensis*, *Globigerina* sp. 등이 비교적 많으며 Zone I의 기저까지는 비교적 많이 산출되나 그 위에서는 격감한다 (Fig. 21).

1415의 하부는 Zone C로써 *Elphidium somaense*, *E. etigoense*, *A. beccarii*, *Cribrononion subincertum*, *Nouria polymorphinoides*, *B. frigida* 등이 비교적 많다. Zone C의 최상부 80~85cm에서는 많이 산출되는 *B. frigida*가 57.0%나 산출되나 그 위에서는 실질적으로 없어져서 Zone b와 구분이 된다. Zone b에서는 기저에서부터 계속적으로 많이 산출되는 *E. etigoense*가 52.2%나 산출되나, 그 위에서는 실질적으로 없어져서 Zone a와 구분이 된다. Zone a에서는 *A. inflata*가 40.6%나 산출되어 Zone b와 뚜렷

한 구분이 된다. *Hanzawaia nipponica* 와 *N. asanoi* 가 뚜렷이 많아지며 표  
면에서는 *Nonionella stella* 도 많아진다 (Fig. 22). 1415에서는 82 종이  
산출되며, *Nonion nicobarense* 는 다른 시추심에는 비교적 많이 산출되나,  
1415에서는 전혀 없다 (Fig. 22).

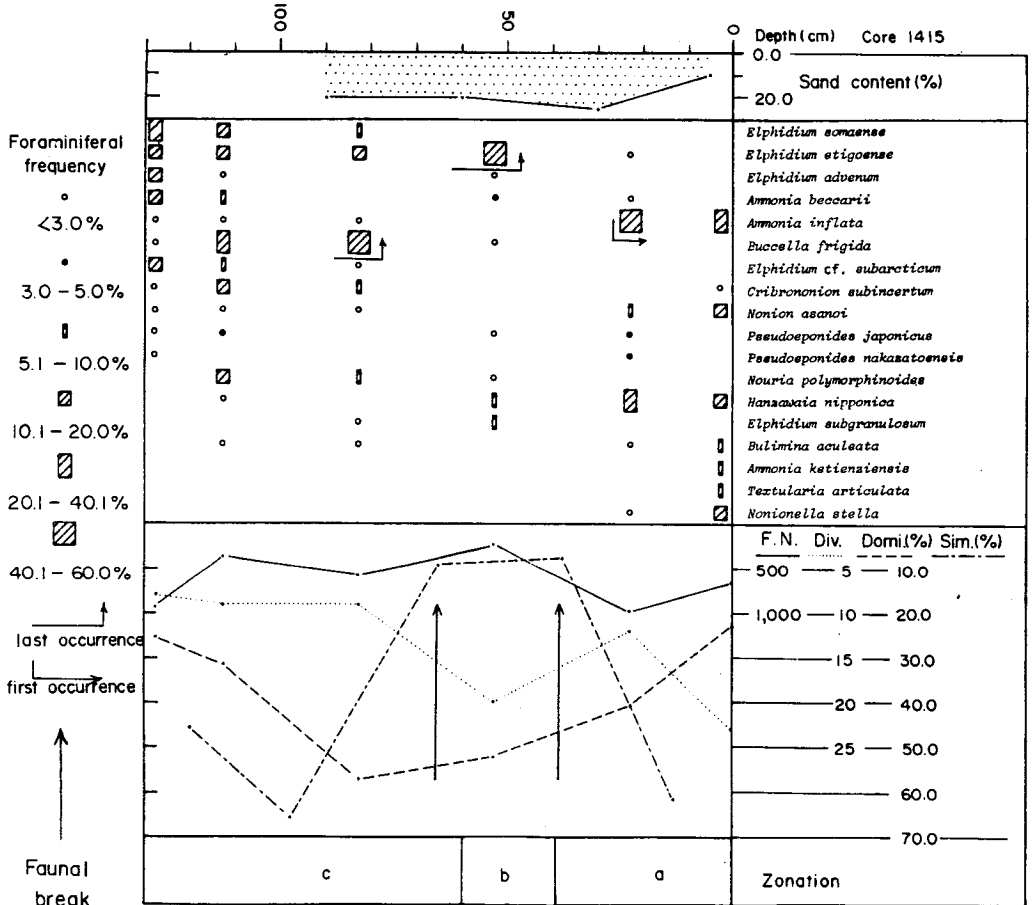


Fig. 22. Frequency distribution of selected taxa of benthic foraminifera in Core 1415. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the distinct occurrence of few benthic species. Note the absence of planktonic foraminifera, and faunal breaks. Note also the decrease of sand content in the upper part of the core.

1113의 기저에서 아래 2/3는 Zone c로써 *N. polymorphinoides*, *Nonion nicobarense*가 비교적 많으며, *Buccella frigida*도 비교적 많으나, *B. frigida*는 35~40 cm에서 67.9%나 산출되나 그 위에서는 5.3%로 격감되어서 1415에서와 마찬가지로 Zone c의上限이 결정된다. 시료 15~20 cm에서 *A. inflata*가 비교적 급격히 많아진다는 점에서 Zone a의下限이 된다. Zone c와 a 사이에는 35~40 cm와 15~20 cm의 저서유공충군집간의 조성이 대단히

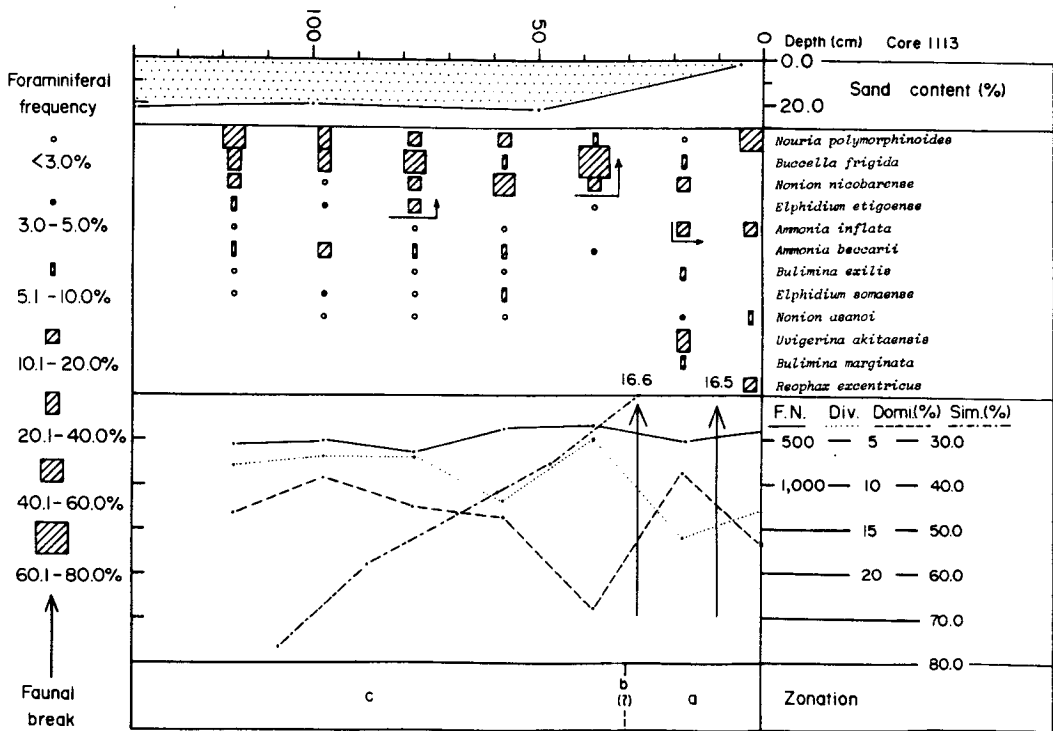


Fig. 23. Frequency distribution of selected taxa of benthic foraminifera in Core 1113. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the distinct occurrence of few benthic species. Note the absence of planktonic foraminifera. Note also the decrease of sand content, and faunal breaks in the upper part of the core.

다르다는 점을 생각하면 Zone b의 존재가 가능하나 뚜렷한 지시자가 없어서 의심스럽다. 즉 1415에서는 Zone c에서 *E. etigoense*가 뚜렷이 산출, 그 위에서 급격히 감소했었으나, 1113에서는 그종이 비교적 적게 산출되었으며, 또 75~80 cm에서 비교적 많이 산출되면서 그 위에서는 거의 없는 것으로 보아 이는 1113

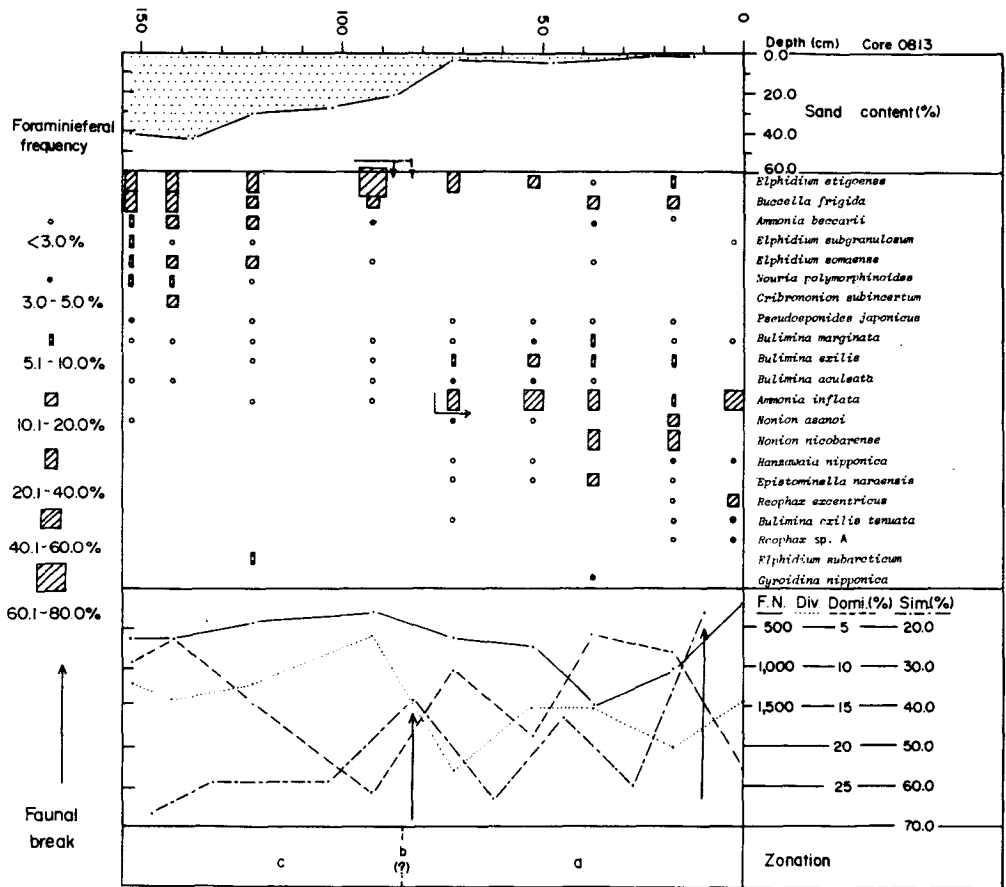


Fig. 24. Frequency distribution of selected taxa of benthic foraminifera in Core 0813. Faunal abundance, diversity, dominance, and similarity obtained with the same methods as in Core 1703. Zonation based on the distinct occurrence of few benthic species. Note the absence of planktonic foraminifera. Note also the decrease of sand content and faunal breaks in the upper part of the core.

에서는 좋은 지시자가 못된다( Fig. 23). 1113에서는 65종이 산출되며, 연구된 시추심 가운데 가장 적은 수가 산출된다.

0813의 아래 반은 Zone c로 *B. frigida*가 비교적 많이 나오다가 그 위에서 계속이 되기는 하나 90~95cm에서 일단 사라졌다는 점에서 Zone c의 上限으로 생각된다. 이 시료와 그 위의 시료 70~75cm와도 군집에 큰 차이가 있다.

70~75cm이상의 시료는 Zone a로 *A. inflata*가 급격히 출현한다는 점에서 1415, 1113과 같은 현상을 보여준다. 90~95cm와 70~75cm사이에서 Zone b의 존재가 예측된다. 표면에서는 *A. inflata*는 55.2%로 우세하나, 그 외의 Zone a에 많던 종들, *N. nicobarense*, *B. frigida*, *E. etigoense* 등은 없어져서 15~20cm와는 큰 차이가 생긴다( Fig. 24). 0813에서는 96종이 산출된다.

그림 25는 帶分(Zonation)된 分帶(Zone)들을 對比(Correlation)한 것이다. 외해의 영향을 받는 시추심들이 대비됨은 이 지역에 영향을 미치는 외해는 비교적 짧은 시간에 전 지역에 영향을 미치기 때문인 것으로 생각된다. 외해의 영향이 없는 3시추심들이 대비됨은 이들이 같은 퇴적작용에 지배받기 때문인 것으로 생각된다.

### 3) 試錐心の 地質時代(Geologic Age of the Cores)

이 연구에서는 절대연령의 측정이 없었고 또한 지질시대를 뚜렷이 지시할 만한 生層序學的인 지시자가 없어서 지질시대의 규명은 주변연구자료를 참고해서 추정했다.

Taira(1979, 1980 a)에 의하면 대만-유구열도-일본열도 등 Kuroshio의 영향권하에서 Holocene 동안에 “ 산호초가 만들어질 수 있는 海水(Coral Reef Sea Water)”가 현재를 포함해서 7회 유입되었으며 이를 “海浸(Transgression)”으로 표시했으며, 그 사이에는 6회의 “海退(Regression)”가 있었다. 이 연구지역이 그의 연구지역에서는 떨어진 緣邊海이기는 하나, Ku-

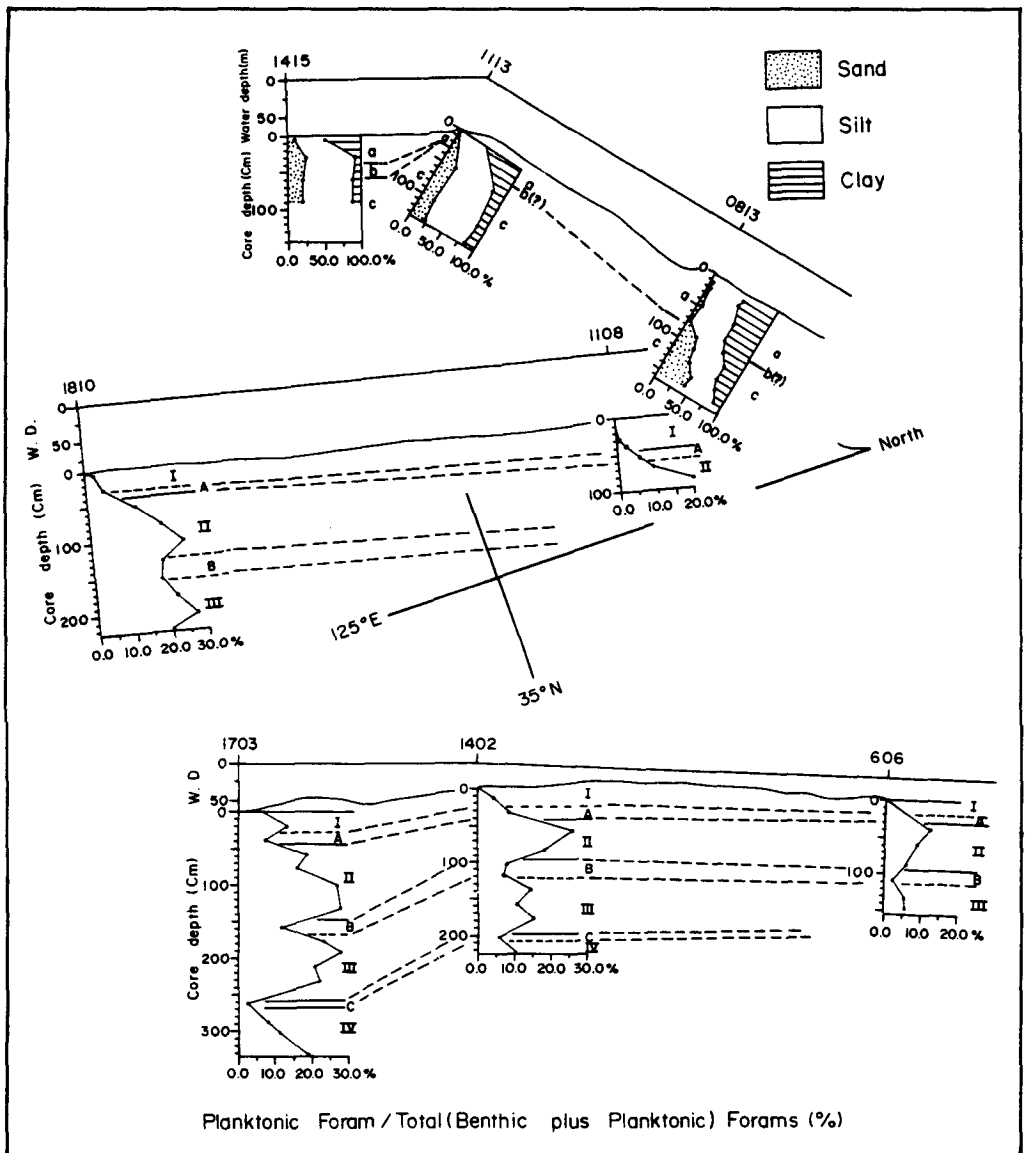


Fig. 25. Correlation between cores. Note the possibility of using reductions of open sea influence as datum planes for correlation. Note also the absence of planktonic foraminifera in Cores 1415, 1113, and 0813 located under the sedimentation regime of the Yellow River. Cores 1415, 1113, and 0813 are zoned by the distinct occurrence of few benthic species. Note also the decrease of sand content in the upper part of Cores 1415, 1113, and 0813 due to change of the mouth of the Yellow River in mid-19th century.

roshio의 영향을 받았다는 점을 고려하면 Zone I은 Taira (1979)의 T5에서 현재까지, Zone II는 T3, Zone III은 T2, Zone IV는 T1에 해당되며. Zone A는 R3, Zone B는 R2, Zone C는 R1에 해당된다고 추정된다. Taira (1979)의 T4와 R4는 규모가 적어서 연구지역에는 영향을 미치지 못한 것으로 생각된다. 현재의 해침도 뚜렷한 해침으로 생각되지 않는다. 따라서 이 연구의 Zone I과 A는 後期(Late) Holocene, Zone II에서 III까지는 中期(Middle) Holocene, Zone C와 IV는 初期(Early) Holocene에 해당된다고 믿어진다. 실제 연구된 시추심의 표면퇴적물은 mud가 우세하고 따라서 비교적 적은 水力學的 堆積環境下에서 형성될 수 있다는 사실에 근거하면, 표면가까운 퇴적물의 지질시대는 Holocene으로 생각된다. Zone I나 A는 Holocene 퇴적물로 생각되며 Zone II, B, III도 Holocene으로 생각된다. 왜냐하면 외해의 영향이 뚜렷이 줄어들어 Zone B는 연안가까이 즉, 1703, 1402, 606에서는 1810에서보다 더욱 뚜렷하나, 외해의 영향이 더욱 컸던 1810에서는 덜 뚜렷하다는 점은 B가 큰 event를 나눌 만한 현상은 아닐 것으로 생각되기 때문이다. Zone C는 시추심 1703과 1402에서 나타나나, 이는 1703에서는 B보다 덜 뚜렷하다고 생각된다. 또한 Zone C에서는 부유유공충이 산출되어 연구지역이 대기중에 노출된 것을 지시하지 않는다.

#### 4. 研究地域의 古環境 (Paleoenvironments of the Study Area)

##### 1) 古海洋 (Paleoceanography)

시추심 1703의 경우, Zone IV가 퇴적될 당시, 즉, Early Holocene의 古海洋에는 外海의 영향이 있었으나, 저서유공충의 다양성이 비교적 낮다는 점으로 보아 환경은 저서유공충의 서식에 비교적 좋지 않았다. Zone C 퇴적시기에도 나뻐으나, Middle Holocene인 III의 퇴적시기로 가면서 환경은 급격히 좋아져서

많은 종이 고르게 서식하게 되었다. Zone B에서 Late Holocene인 Zone A로 가면서도 그 좋은 환경은 계속되었으나, Zone I에서는 약간 나빠졌다가 표면에서 다시 회복되었다. 1402의 경우, Zone IV의 퇴적시기에는 비교적 좋은 환경이었으며, Zone C에서 III으로 가면서도 그 환경은 거의 변하지 않았다. B에서는 다양성이 뚜렷이 낮아져서 좋지 않은 고해양환경을 지시하며 II에서 A로 가면서는 다시 나아졌다. I에서는 종의 수는 적어지고 개체수는 뚜렷이 많아져서, 현재와 같은 환경이 되었다. 표면에 개체가 뚜렷이 많은 것은 winnowing에 의한 集積으로 생각된다. 1703에서는 Zone C가, 1402에서는 Zone B가 다양성이 뚜렷이 낮음은 이 지역에서 뚜렷한 濁度와 관계있다고 믿어진다. 1703이, 보다 남쪽에 위치하고, 보다 깊어서, 1402보다 먼저 영향을 받을 것으로 생각된다. 현재에도 이 지역은, 1402가 1703에서 보다 더 높은 濁度가 관찰된다(Yoo, 1986). 이렇게 지질시대에 따라, 지역에 따라, 해양현상이 변함은 이 지역에서의 古海洋 및 지형과 시추심의 위치 및 그에 따르는 현상으로 생각된다. 606에서는 Zone III의 퇴적시기에서 현재에 이르기까지, 산출되는 저서유공충의 다양성이 전반적으로 낮아진다는 것을 보아서, 유공충서식환경은 계속 나빠지고 있다고 보아야 한다. 1402에서는 Zone A가 비교적 높았으나 606에서는 그 반대인 것은 고환경자체의 변화로 생각할 수 있으며, 시료의 채집 간격도 관계있으리라 생각된다. 1703의 경우, 265~270 cm 및 155~160 cm 등 부유유공충의 산출이 뚜렷이 줄어드는 곳에서 陶器質유공충이 뚜렷이 늘어남은 *Quinqueloculina lamarckiana*의 산출때문인데, Greiner(1974)에 따르면, 이 때는 外海의 영향이 적어지면서 탄산염의 이용가능성이 높아져 *Q. lamarckiana*의 서식에 좋은 환경이 되기 때문인 것으로 생각된다. 반면 외해의 영향이 커질 때에는 유리질 군집이 증가하는 것으로 보아서 탄산염이용가능정도는 떨어지는 것으로 생각된다. 35~40 cm에 많은 *Q. lamarckiana*는 산출상태로 보아 운반된 개체가 상당히 있는 것으로 생각된다. 1402의 경우, 1703에서와 같은 외해의 영향감소와 도기질 유공충간의 비교



적 규칙적인 관계는 찾기 힘들다. 단지 10~15 cm에 도기질 유공층이 증가함은 1703의 35~40 cm의 경우와 마찬가지로 운반된 개체가 상당히 있기 때문인 것으로 생각된다. 606의 표면에서 膠質(agglutinated) 유공층이 뚜렷이 많아지는 것을 보아 탄산칼슘의 이용가능성이 뚜렷이 낮아지는 해양환경으로 되었다.

1810의 경우, 연구된 시추심가운데 가장 다양하며, 따라서 저서유공층서식에 가장 좋았으며 안정되었던 환경으로 생각된다. Zone III에서 I로 가면서 개체수, 다양성, 우점도가 거의 변화없다. 외해의 영향은 비교적 높았으며 현재로 접근하면서 뚜렷이 적어진다. Zone B가 다른 시추심에서 보다 덜 뚜렷함은 이 연구시추심이, 가장 남쪽에, 즉 외해의 영향을 계속적으로 많이 받기 때문인 것으로 생각된다(Kim, 1970; Kim et al., 1970; Niino and Emery, 1961). 1108의 경우, Zone II에서 현재에 이르기까지 다양성은 계속 낮아져서, 환경이 계속 나빠짐을 반영하고 있다. 시추심 606도 같은 현상을 보여주며, 이는 이들 2시추심이 비교적 북쪽에 위치해서, 외해의 영향이 적어지고, 반면 陸水의 영향으로 저서유공층 서식환경이 비교적 나빠져가고 있기 때문이다. 시추심 1810의 경우 표면을 제외하고는 탄산칼슘의 이용가능성이 높았으나, 1108의 표면에서와 마찬가지로, 표면에서는 급히 낮아졌다.

1415, 1113 및 0813의 경우, 연구된 시추심가운데에서 전반적으로 보아 다양성이 낮아서 서식환경이 좋지 않으나, 현재로 가까워 지면서는 전반적으로 나아지고 있다. 1415와 1113에서는 Zone c의 퇴적기간에는 탄산염 이용가능성이 낮았으나, Zone a의 퇴적시기에는 높아졌다가 표면에서는 뚜렷이 낮아졌다. 0813의 경우 Zone c의 퇴적시기는 1415, 1113과 같은 경향을 보이나, 표면에서는 그들과 달라서 더욱 높아졌다.

외해의 영향이 클 때, 저서유공층이 비교적 多樣하다는 것은 서식환경이 좋기 때문이며, 이는 鹽分이 높고 水溫이 높기 때문인 것으로 생각된다. 또한 外海에서 기원해서 부유물질이 적고, 따라서 光透過度(Transparency)가 좋아서 유

공충의 먹이가 되는 식물성 플랑크톤을 비롯한 먹이가 많기 때문인 것으로 생각된다. 실제 Kuroshio는 基礎生産力이 낮으나, 낮은 가운데에서도 비교적 좋기 때문인 것으로 생각된다(최중기, 1986). 1810, 1703에서 1108, 606으로 갈수록, 부유유공충의 산출이 적어지고, 저서유공충의 다양성이 낮아지는 것은 외해의 영향이 적어지고 陸水의 영향이 커지기 때문인 것으로 생각된다(Kim, 1970; Kim et al., 1970). 실제 1415, 1113, 0813은 적어도 연구된 시추심에서는 부유유공충이 없어서 외해의 영향이 실질적으로 없는 것을 의미하며, 이는 시추심들이 黃河 등의 陸水의 영향을 받기 때문인 것으로 믿어진다. 중국대륙에서 배출되는 황하는 염분과 수온이 낮고, 부유물질이 많고, 따라서, 유공충서식에는 좋은 환경이 아니다. 그러나, 1415, 1113, 0813은 외해의 영향이 없으면서도, 유공충서식환경은 다른 지역에서보다, 상대적으로는 못 하나, 현재에 접근하면서 나아지는 것은, 모래가 우세하던 환경에서 mud가 우세한 환경으로 바뀌면서 저서유공충서식환경이 나아지기 때문인 것으로 생각된다. 이는 모래에서 보다는 mud에 유기물 등 유공충의 먹이가 많기 때문인 것으로 생각하며, 그 외에 다른 이유도 있으리라 믿어진다.

시추심 1402를 제외하고는 모든 시추심에서 生物의 攪亂作用(Bioturbation)이 심해서, 이러한 작용을 하는 底棲生物, 예를 들면 多毛類(Polychaeta), 軟體動物(Mollusca), 甲殼類(Crustacea), 棘皮動物(Echinodermata) 등의 서식에 좋은 환경이었다 생각된다(Liu et al., 1983). 반면 1402에서는 시추심 전체를 통해서 생물의 작용이 斷續的이 되는 바, 이는 이러한 생물의 서식에 좋은 환경과 그렇지 못한 환경이 번갈아 일어났기 때문인 것으로 생각된다(Fig. 6).

1810이 1703보다 남쪽에 위치하며 외해에 연해있으나, 현재의 경우, 외해의 영향은 1703에서보다 적으며, 이는 Kuroshio Current에서 나뉘어진 외해가 연구지역의 동쪽, 즉 韓半島쪽으로 물리기 때문인 것으로 생각된다. 현재의 해

류도 유사한 양상을 보이고 있다 (Fig. 2).

Waller and Polski (1959)에 의하면 연구지역을 포함한 渤海灣에서 Tong-king 灣까지의 大陸棚 표면 퇴적물 연구에서, 염분이 27‰이하인 경우에는 부유유 공충의 산출이 없다. 이에 따른다면, 시추심 1415, 1113 및 0813의 경우 古鹽分 (Paleosalinity)이 27‰이하일 가능성도 있다. 현재 연구지역의 염분이 27‰보다는 높더라도, 북쪽, 中共쪽 연구지역이 낮다는 점을 고려하면 (Fig. 4), 과거 지질시대에도 그 곳은 현재보다 더 낮았을 것으로 생각된다.

## 2) 堆積環境 (Depositional Environments)

1703은 Zone IV에서 C로 가면서 유공충개체수가 적어져서, 앞에서 이야기한 대로 문제점이 있기는 하나, 퇴적현상을 시사한다고 믿어진다 (Fig. 17). 그 윗부분은 거의 일정하다. 1402의 경우 IV에서 표면적하 10~15 cm까지 거의 일정하나, 표면에서는 격증한다. 606에서는 Zone III에서 I까지 큰 변화없다 (Figs. 18, 19). 1703과 1402는 시추심전체를 통틀어, 모래가 대단히 적고 (0.0 ~ 4.0%), 1703은 1402에 대해서 점토 (clay)가 더 많아서, 2시추심 모두, 水力學的 energy가 적은 곳에서 퇴적되었으며, 1703은 더 적은 곳에서 퇴적되었다. 이러한 현상은, 이 지역에 mud의 퇴적에 적합한 퇴적환경이, 연구된 시추심의 퇴적기간동안 계속 되었음을 말해 준다 (Lee, 1986). 현재에도 한반도의 南西海沿岸은 表面海水의 濁度 (Turbidity)가 높으며, 시추심의 퇴적상을 보아 細粒物質이 과거에도 이곳에 많이 퇴적되었다고 생각된다 (Yoo, 1986). 반면, 606은 Zone III에서 B 直上까지는 모래가 비교적 많았으나 그 윗부분에서는 표면가까이를 제외하고는 현저히 줄어서 動的 (dynamic) 퇴적환경이 비교적 약해졌다. 그러나 표면가까이 Zone I에서는 다시 세어졌다 (Fig. 7). Zone A, B, C는 각 시추심에서 시료 1개 정도으로써 두께의 側方 변화를 보기 어려우나, Zone III과 II는 1703에서 1402로 감에 따라 얇아지는 경향이 있다 (Fig. 25). Lee (1986)

에 의하면 錦江에서 유출되는 現世堆積物들의 비교적 많은 부분이, 시추심 606의 바깥쪽에서보다, 606 주변에 퇴적된다. 606, 1703 및 1402에는 silt 크기의 퇴적물들이 조류와 파도에 再浮遊 (resuspension)되고 퇴적된다.

1810의 유공층 개체수는 표면에서는 비교적 많아지나 기저에서 표면바로 아래까지는 거의 변화가 없다. 모래의 양은 거의 20% 이상으로써, 動的인 堆積環境이었다. 1108의 경우, 표면에서 유공층개체수는 증가한다. Zone II 및 A 퇴적기간동안은 모래가 25% 정도였으나, 그 이상에서는 65%로 증가하다가 표면가까이에서는 약간 적어진다. 모래가 많다는 점에서는 1108이 1810보다, 動的인 퇴적환경에서 퇴적되었음을 알 수 있다. 1810과 1108의 표면에서 유공층개체수가 증가하는 현상을 堆積率의 감소로 볼 수 있으나, 1108의 Zone I이 1810의 그것보다 두껍다는 사실과는 상반된다. 이는 앞서 이야기했듯이 시추심과 표면시료와의 위치차이 및 유공층개체수가 퇴적현상과 관계가 적을 수도 있기 때문인 것으로 생각된다.

1415, 1113 및 0813에서는 유공층개체수는 크게 변하지 않는다. 그러나 모래의 양은 표면가까이에서 3 시추심 모두가 뚜렷이 적어져서 퇴적환경이 보다 靜的 (calm)으로 바뀌었음을 알 수 있다. 이러한 환경의 변화는 黄河의 流路 변동과 관계있다고 믿어진다. 실제 黄河는 1855年 以前까지는, 연구지역의 北西쪽에서 西쪽으로 간-곳에서 流出되었으나 그 以後는 현재의 河口인 山東半島북쪽으로 변경되었다 (Qin and Li, 1983). 따라서 바뀌기이전에는 상기 3 시추심의 堆積環境이 상당히 動的인 곳이었으나, 그 以後에는 산동반도연안을 따라 남하하는 黄海沿岸流로 운반된 silt 및 점토 등의 細粒物質이 퇴적되었기 때문이라고 생각된다. 연구지역에서 堆積率을 測定한 바 없으나, 揚子江河口와 그 부근 大陸棚에서 측정된 바에 의하면 1년에 0.33 ~ 0.86 cm 정도이므로 (Zou and Yu, 1985), 이 값은 100년에 33 ~ 86 cm이다. 揚子江河口에서 떨어진 外海에서도 퇴적율은 年 0.3 cm로 연구되었다 (DeMaster et al., 1985). 연구지역은 다

르더라도 이 값을 원용한다면, 모래가 뚜렷이 적어지는 부분이 1415, 1113, 0813에서 각각 표면으로부터 30, 50, 135~140 cm정도이므로, 1855년 이후, 1938~47년을 제외한 120여년간 퇴적되었다고 생각할 수 있다. 1415, 1113 및 0813의 Zone a의 퇴적물의 근원지는 堆積物들이 細粒이고, 가장 남쪽인 1415에서 가장 북쪽인 0813에 이르기까지 두꺼워진다는 사실, 현재의 해류, 황하의 유로변경 등을 고려할 때 근원지는 황하로 생각된다. 양자강하구의 외해에 분포하는 mud의 근원지는 황하이다 (DeMaster et al., 1985). 양자강에서 유출되는 퇴적물의 40%는 河口 및 주변대륙붕에 퇴적되고, 장마시에는 外海까지 운반되나, 많은 부분은 부유되어 남쪽으로 운반되는 것으로 연구되었으며 (Milliman et al., 1985b), 연구지역에서 비교적 멀다는 사실을 생각하면 양자강의 영향은 거의 없으리라 생각된다. 실제 Chin(1979)에 의하면 양자강에서 유출된 퇴적물들은 河口의 남쪽으로 운반되며, 연구지역을 포함, 제주도 남쪽까지에는 황하에서 유래한 퇴적물이 퇴적되고 있다 (Milliman et al., 1985b; Sternberg et al., 1985). Li et al. (1984)에 의하면 黃河와 揚子江의 浮遊物質의 元素組成은 中國內陸에 있는 黃土層 (Loess)과 세계 강의 평균원소조성과 비슷하다. Zone c의 퇴적물도 황하로 운반퇴적되었다고 생각된다. 1108도 표면 가까이 30 cm부터 모래의 양이, 적으나마 적어지는 것도 황하의 流路변경과 관계있다고 추정할 수도 있으나 부유유공층은 외해의 영향을 지시한다는 점에서 다르다. Lee(1986)는 한국연안을 제외한 연구지역에서의 시추심상부에 점토가 많은 부분은 아래의 silt가 우세한 부분을 점진적으로 피복하는 것으로 (prograding) 해석했으며, 점토의 많은 부분은 黃河에서 기원하며, 이는 黃河의 流路변경과 관계있는 것으로 연구했다.

### 3) 古環境의 變化 (Paleoenvironmental Changes of the Study Area)

#### (1) 初期홀로세 (Early Holocene)

Zone IV가 퇴적된 초기 Holocene 동안의 연구지역 (1703 및 1402) 은 정상 염분의, 현재보다는 더 따뜻한 바다의 영향하에 있었다. 세립물질이 절대압도적이라는 점에서, 적어도 시추심 1703 과 1402 의 퇴적 환경은 조용한 곳이었다 (Fig.26).

Zone IV를 퇴적시킨 외해의 영향이 줄어들면서 연구지역을 포함한 Kuroshio의 영향권에서 Kuroshio의 세력은 약화되었다고 생각된다. 그렇더라도 Zone C에 부유유공충이 산출됨은 연구지역에 외해의 영향이 있음을 지시한다. 해양 환경은 현재보다는 높은 염분과 수온의 환경이거나, 아니면 현재와 비슷했던 것으로 생각된다. 1703에서는 Zone C 동안 부유물질 등으로 유공충서식에는 좋지 않았다. Zone C가 인지되는 두 시추심 1703, 1402의 퇴적 환경은 조용해서 주로 silt와 점토 등 세립물질이 퇴적되었다 (Fig.27).

#### (2) 中期홀로세 (Middle Holocene)

Zone III에서 II까지의 퇴적기간인 中期 Holocene 동안의 연구지역의 古環境은 外海의 영향으로 正常海洋의 鹽分이었으며 현재보다는 더 따뜻한 해양이었다. 실제, Kuroshio는 지금으로부터 7,000년전에는 地殼의 운동때문에 현재보다 최대 8℃정도, 평균 6℃ 정도가 더 높았음이 알려져 있다 (Taira, 1975a). 양자강하구와 부근 대륙붕의 연구에서도 중기 Holocene 동안에는 수온이 현재와 비슷하거나, 약간 더 높았음이 알려져 있다. (Wang et al., 1985b ; Wang et al., 1986). 東海로도 따뜻한 對馬暖流(Tsushima Warm Current)가 약 8,000년전부터 흘러 들기 시작했으며, 해면온도가 7~8℃ 정도가 급격히 상승했다 (Arai et al., 1981 ; Oba, 1983). 이렇게 Holocene 동안에 水溫이 현재보다 뚜렷이 높아진 현상을 Climatic Optimum이라 하며, 이 현상은 大西洋의 경우, 뚜렷해서, 적도~열대지방에서는 17,000~15,000년경전부터 시작되어 高緯度 지방으로 올

Early Holocene  
( Zone IV )

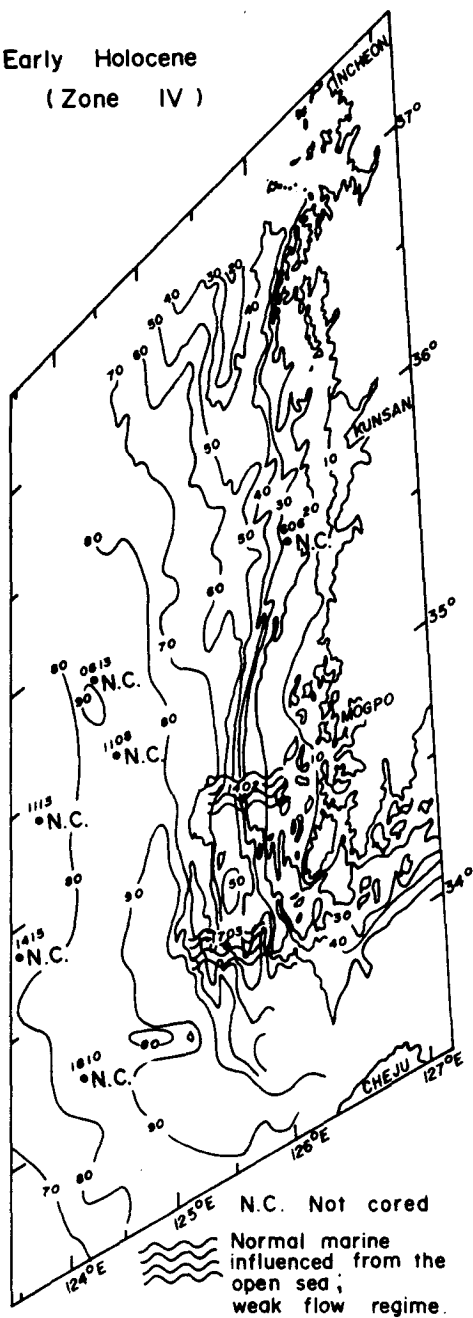


Fig. 26. Paleoenvironmental map of the study area of Zone IV during the Early Holocene.

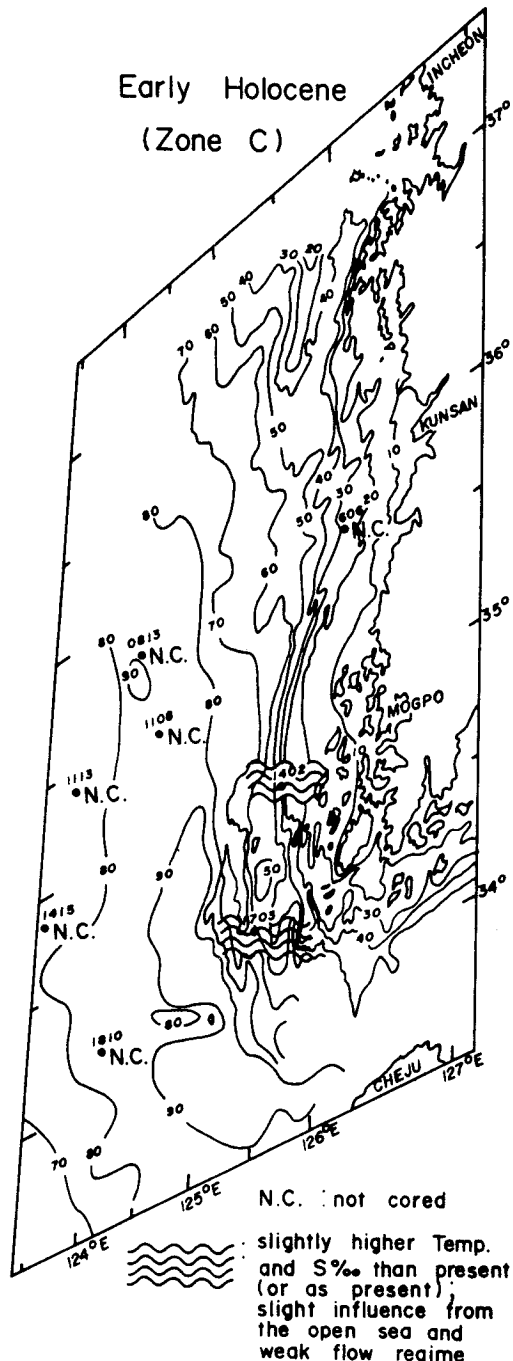


Fig. 27. Paleoenvironmental map of the study area of Zone C during the Early Holocene. Note that prevailing water is of a little higher salinity and temperature than present (or as present).



라가서, 고위도 북극지방의 경우 지금으로부터 7,000~5,000년경이 되었다. 이러한 解氷作用 (Deglaciation)은 연속적인 것이 아니어서 대서양의 경우 2~3회의 단계 (14~12Ka B.P., 10~9Ka B.P., 8~6 Ka B.P.)가 있으며, 태평양의 경우 불규칙하게 있음이 알려져 있다 (Fairbridge, 1972, 1982 ; Kerr, 1983a ; Ruddiman and McIntyre, 1981 ; Ruddiman and Duplessy, 1985 ; Mix and Ruddiman, 1985).

1703, 1402의 퇴적환경은 조용했으며, 기타 시추심 즉, 1810, 1108 및 606의 퇴적환경은 보다 動的이었다 (Fig.28). 외해의 영향이 줄어드는 것으로 생각되는 Zone B의 지질시대는 middle Middle Holocene으로 생각되며, 이의 원인으로는 火山活動과 그에 따르는 地體構造的인 운동이 Kuroshio의 流況 pattern에 영향을 준 것으로 생각된다 (Taira, 1979, 1980a). 그러나 그 정도는 미미하다고 믿어진다.

### (3) 後期홀로세 (Late Holocene)

中期 Holocene이 끝나면서 중국본토쪽을 제외한 연구지역전체에 영향을 준 외해의 영향은 뚜렷이 줄어들기 시작했다. 이때는 Climatic Optimum이 끝나면서 현재와 같은 상태로 변화된 기간이었다고 생각된다. 水溫은 낮아지고, 鹽分도 낮아졌으며, 저서유공충의 서식에 좋지 않은 환경이 되었다. 外海의 영향도 뚜렷이 줄어들어서 1703, 1810 외에는 실질적으로 없어진다. 1703과 1402의 퇴적환경은 계속 조용했으나, 606의 퇴적환경은 Zone II의 그것보다 더 動的인 환경으로 되었다. 1810, 1108 모두 動的인 환경이 계속되었다. 그러나 1108의 환경이 1810의 그것보다 더 動的으로 되었다. 1415, 1113 및 0813도 Zone b의 퇴적기간동안의 고환경은 유공충서식에는 계속 나빴으며 외해의 영향은 전혀 없었다. 퇴적환경은 動的에서 정적인 환경으로 바뀌었으며, 퇴적속도는 북쪽 시추심 0813에서 더욱 빨라진 것으로 생각된다 (Fig. 29). 이렇게 後期홀로세 (Late Holocene)에 들어와서 연구지역전체에 걸쳐 외해의 영향이 뚜렷이 줄

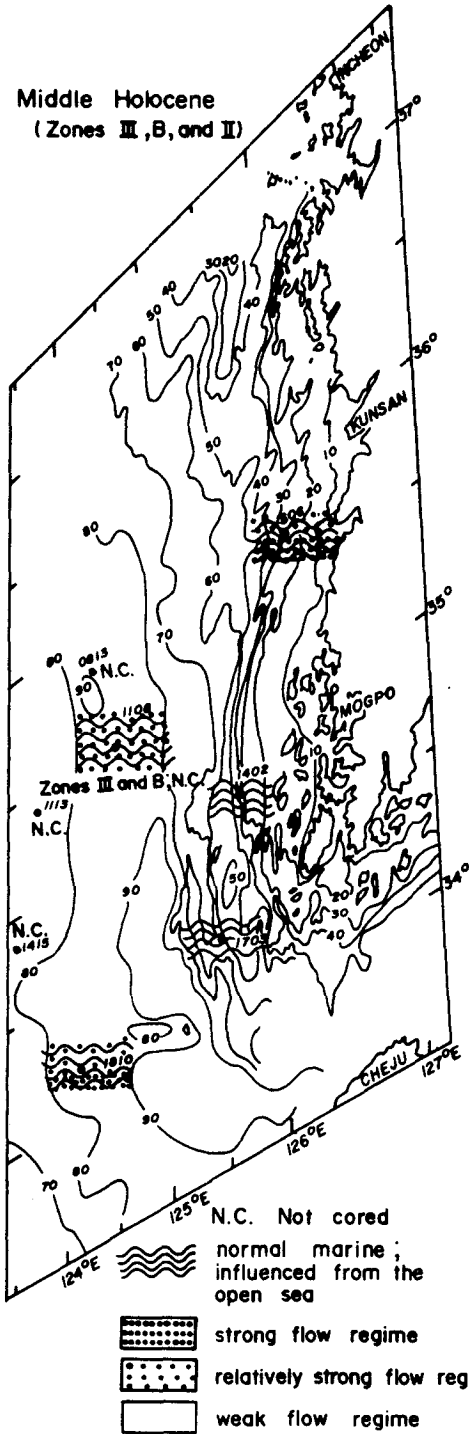


Fig. 28. Paleoenvironmental map of the study area of Zones III, B, and II during the Middle Holocene. Note that prevailing water is normal marine and warmer than present, showing the influence from the open sea, the Paleo-Kuroshio Current, during the Climatic Optimum.

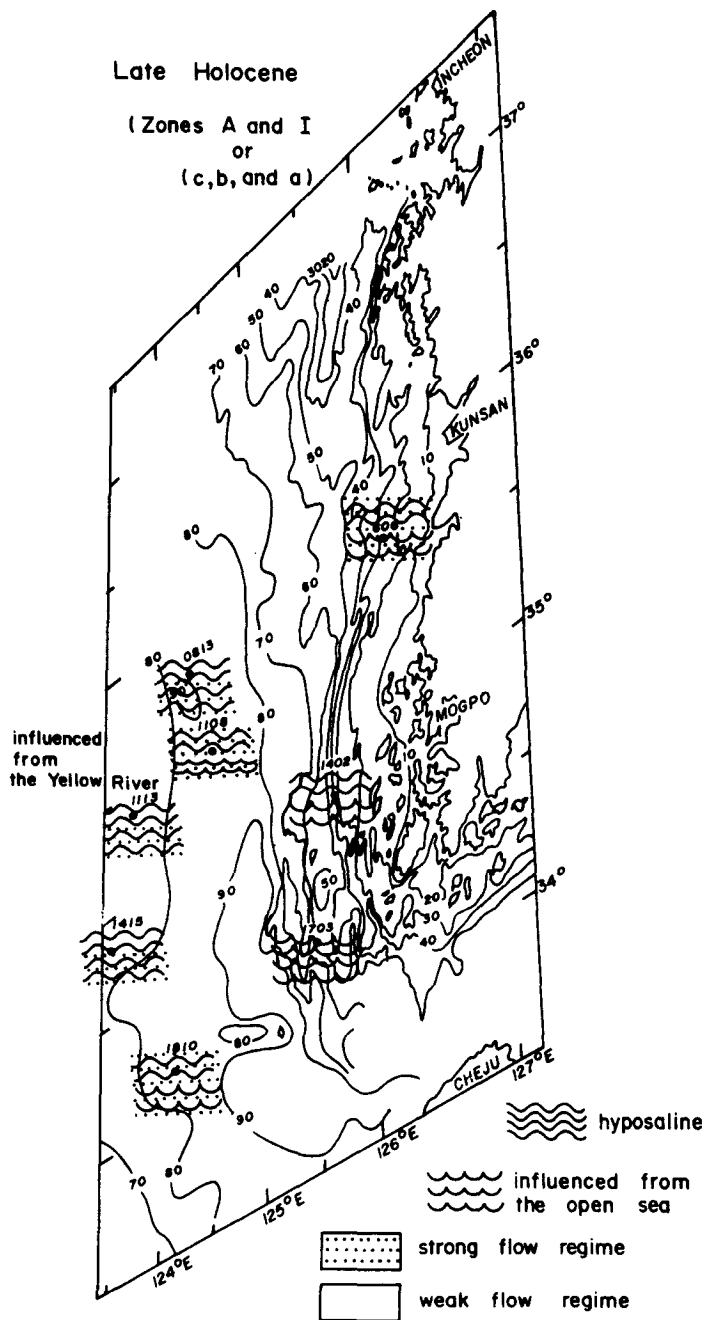


Fig. 29. Paleoenvironmental map of the study area of Zones A and I, or c, b, and a during the Late Holocene. Note the change of flow regime in the upper part of Cores 1415, 1113, and 0813 due to change of the mouth of the Yellow River in mid-19th century. Note also the prevailing water is hyposaline as present during the period of deposition of uppermost deposits in the study area. Influence from the open sea is noted only at Cores 1402 and 606.

어든 것은, 지구전체에 따르는 氣溫下降때문인 것으로 믿어진다. 4,000년전에서 1,500년전까지의 日本 육상의 고기후는 현재보다 더 시원 (cooler) 했으며 (Pearson, 1977), 우리나라의 경우 冷濕 (cool-moist) 했던 것으로 연구되었다 (吳智泳, 1971).

Wang et al., (1985 b)은 東支那海부터 渤海灣에 이르기까지 東部中國本土에서의 시추심에서의 고환경연구로, Early Pleistocene에서 Late Holocene까지를 最大의 海洋性 (maximum marineness)을 떠는 5회의 해침현상 (Transgression)을 발표했다. 그를 참고로 한다면, 이 연구의 Zone IV와 C는 초기 Holocene의 *Ammonia* 해침의 초기에 해당될 것으로 믿어진다. Wang et al. (1985 b, Table 3)에 의하면 그 때의 염분은 “汽水 (brackish)”인 것으로 연구되어서 이 연구와는 약간 다른 것으로 생각된다. 초기 Holocene이 끝나면서 中期 Holocene으로 접어들면서 Zone III이 외해의 뚜렷한 영향을 받았으며 Zone B에서는 약간 축소되었으나 Zone II에서는 다시 뚜렷한 외해의 영향을 받으면서 퇴적되었으며, 이는 정상염분이며 해저수온이 현재와 같거나 약간 높은 환경의 Middle *Ammonia* 해침에 해당된다. Late Holocene으로 들으면서 현재와 같은 비교적 낮은 鹽分과 水溫의 환경하에서 Zone A와 I이 퇴적되었으며, 이는 Late *Ammonia* 해침에 해당된다. 1703, 1402, 606과 1810 및 1108 등에서는 외해의 영향이 뚜렷이 적어진다. 1415, 1113 및 0813에서는 외해의 영향은 전혀 없으며, 이 때에 퇴적된 Zone c, b, a는 완전히 黃河의 영향력 하에서 퇴적된 것으로 생각된다. 특히 Zone a는 19세기 중엽이후 黃河가 현재의 流路로 바뀐 이후 퇴적된 것으로 믿어진다. Fig. 30은 연구지역의 고환경을 간단히 보여주면서, 주변연구와 對比한 것이다.

Age	Middle Eastern Yellow Sea (This study)*					Remarks	Taiwan-Rhukyu Is. -Japanese Is. Taira (1979)*	East China (Wang et al., 1985b)		Years B. P. X 10 <sup>3</sup>
	Zone	Paleoenvironments		Flow regime	Transgression			Salinity	Temperature (bottom water)	
Holocene	I	as present (vs. saline)	warmer than present	weak (1703, 1402) - strong (606, 1810, 1108)	present	T5 - present	late	brackish	as present	
	II	normal marine	warmer than present	weak (1703, 1402) - (slightly) strong (606, 1810, 1108)	influenced from the open sea	T3	Middle	normal marine	as present or a little warmer	
	B	normal marine	warmer than present	weak (1703, 1402) - strong (606, 1810, 1108)	slight decrease of influence - influenced from the open sea	T2	Ammonia	normal marine	a little warmer	0 - 10 ±
	C	normal marine (a little higher (a. as present))	a little warmer (a. as present)	weak (1703, 1402)	slight open sea influence	R1		brackish		
Early Pleistocene	IV	normal marine	warmer than present	weak (1703, 1402)	influenced from the open sea glaciated	T1	early	brackish		
Late Pleistocene	* Cores 1415, 1113, and 0813 not presented.					Last Glacial Maximum (interglacial Eemian)		<i>Pseudotratalia</i>	warmer than now	23-39 ±
Middle Pleistocene	Not Cored in the Study Area							<i>Asiatratalia</i>	?	70-100 ±
Early Pleistocene								<i>Spirulina</i>	brackish	300 ±
								<i>Paramalina</i>	normal marine cool water	2,260 ±

Fig. 30. The schematic representation of stratigraphy and paleoenvironments of the study area. The stratigraphy is tentatively correlated with Taira (1979) and Wang et al. (1985b).

#### 4) 海水面과 古氣候의 變化 (Changes of Sea - Level and Paleoclimates)

##### (1) 海水面的 變動 (Change of Sea - Level)

Pleistocene 末期에 마지막 最大 氷河期가 물러가면서 海水面은 상승하기 시작했다. 해수면 상승의 양상은 보통 2 가지로 설명된다. 하나는 해수면이 상승하면서 오늘날의 해면이 되어서, 과거에는 현재의 해면보다 높았던 적이 없었다는 Shepard Curve 의 說과, 다른 하나는 상승하면서 지금으로부터 5 ~ 6,000 년전부터는 현재의 해면보다는 높았던 적이 있었다는 Fairbridge Curve 의 說이다.

우리나라 黃海의 경우, Holocene 에 들어서 해침이 시작되어, 현재로부터 8,000 년전부터 4,800 년전까지는 매년 평균 1.6 mm 정도 상승했으며, 그 후부터는 0.4 mm 정도로 상승한 것으로 연구되었으며 (Park, 1969 ; Park and Bloom, 1984 ; Bloom and Park, 1985), 상승기간동안 현재보다 해면이 높았던지는 불명확하다. 그러나, 과거 해수면이 현재의 그것보다 높았음을 암시하는 연구들도 있다 (Kim, 1973 ; 尹雄求 等, 1977 ; 尹銑 및 李彥宰, 1985).

中國에서의 연구에 의하면, Holocene 동안에 渤海灣 (Gao and Li, 1985), 東支那海 (Liu, 1984 ; Geng, 1982 ; Zhao et al., 1982) 에서는 몇차례 해수면이 현재보다는 높았다. 높은 정도는 2 ~ 4 m 정도이며 (Zhao et al., 1982 ; Gao and Li, 1985 ; Geng, 1982), 아니면 높았다고 생각되는 증거만 있는 경우도 있다 (Liu, 1984). 日本에서도 현재보다 해면이 높았던 적이 있다 (Taira, 1979, 1980b ; Pearson, 1977).

해수면 변동은 지각변동, 지구운동, 지구내부의 물질분포, 기후, 수문, 기상, 조석, 해양 등의 복합 결과이다 (Mörner, 1976, 1983). 예를 들면, 앞에서 이야기한 Taira (1975a) 의 연구, 즉, 7,000 ~ 5,000 년전까지는 Kuroshio 의 水溫이 현재보다 뚜렷이 높았으며, 북위 22° ~ 35° 정도까지의 지역의 침강은 지각변동에 의한 해면의 상대적인 상승을 의미할 수도 있다. 自由中國—琉球列島—日本列島로 잇는 아세아대륙과 太平洋地板 (plate) 의 변동적인 Philippine

地板—日本地板과의 경계를 따라 Pleistocene 末期—Holocene 동안에 수차례의 火山活動과 氣溫下降 및 海退현상은 地球內的 物質의 再分布에 기인한 太平洋地板의 운동으로 해석되고 있다 (Taira, 1975 b, 1980 a, b, c, 1981, 1982, 1983 ; Pirazzoli 1978 ). 반면 東支那海 및 渤海灣에서 밝혀진 Holocene 동안의 海浸현상은 地體構造의인 지각변동에도 기인하겠으나 그 보다는 지구전체의 기온상승에 따르는 解氷 ( Deglaciation ) 현상이 보다 큰 영향을 준 것으로 생각된다. 우리나라가 일본에 비하여 더 安定하다고 생각되나, 대만—일본에 영향을 준 지각변동도 연구지역을 포함하여 우리나라에도 영향을 주었다고 생각할 수 있으므로, 해수면변동의 증거를 계속해서 찾아 볼 필요가 있다 (Flint, 1976). 예를 들면, 洛東江三角洲에서의 시추심연구에 의하면, 현재 河道에 많이 서식하는 貝類가, 시추심에서 많이 발견되는 바 (權赫在, 1973), 이는 과거의 해침의 증거도 되려니와, 나아가서는 높았던 해수면도 생각해 볼 필요가 있다.

흔히 해면이 높았던 증거로 생각할 수 있는 貝塚이나 굳지 않은 바위로 된 terrace 나 ridge 등은 폭풍 ( storm surge )에 의해서도 쌓일 수 있다는 사실을 고려해서 (Shepard et al., 1967), 보다 확실한 증거, 예를 들면, 안정한 지역에서 年代가 확실한 raised beach 등의 발견이 필요하다 (Bloom and Park, 1985). 해수면은 지역의 융기나 침강과 깊은 관계가 있어서, 실제 우리나라같이 地體構造의으로 비교적 安定한 곳에서는 12,000 년 이내라는 지질학적으로 지극히 짧은 시간내에서 地殼의 절대융기나 침강, 해면의 절대상승이나 하강 등을 구하기는 쉽지 않으며, 따라서 앞으로의 부단한 연구가 필요하다고 믿는다.

(2) 最後 最大氷河期 동안의 研究地域 (Study Area at the Last Glacial Maximum)

마지막 最大氷河期 동안의 연구지역은, 동지나해를 포함하여 海面이 현재보다 130 m 정도 낮아서 황해전체가 노출되어 침식받았으며, 제주도 북동쪽이 海面下

에 있었다(Emery et al., 1971 ; Kaizuka et al., 1977 ; Thompson and Shackleton, 1980 ; Geng, 1982 ; Zhao, 1982 ; Suk, 1986a ; 박용안 · 이창식, 1986). 이 당시 황해로 유입하는 黃河, 한강, 금강 등은 우리나라 남동해의 하천, 예를 들면 洛東江과는 달리(權赫在, 1973), 비교적 완만한 경사의 노출된 黃海底를 따라 흘러, 북위 35°50', 동경 124°20'의 시추심 0813 부근에서 합류되어 黃海에서 가장 깊은 곳을 따라 대략 南北方向으로 발달된 古黃海河谷(Paleo-Yellow Sea Valley)을 흘러 제주도 북쪽을 지나 바다로 流入되었다. 古黃河(Paleo-Yellow River)도 流路를 자주 바꿨다고 생각되며, 따라서 서쪽의 黃河古水路는 江蘇省北部의 19세기 중엽이전의 황하하구로 연결되며, 이 古黃河를 古東黃河(Paleo-Eastern Yellow River)라 칭한다. 북쪽의 황하고수로는 山東半島 동쪽해저를 지나 渤海灣을 거쳐서 현재의 河口로 연결되며, 이 古黃河를 古北黃河(Paleo-Northern Yellow River)라 칭한다. 古漢江(Paleo-Han River)의 경우, 海底地形 및 潮汐에 따르는 부유물질의 이동(한국해양연구소, 1981)으로 생각할 때, 고수로는 2개소가 유추된다. 북쪽수로는 江華島서쪽에 인접한 席毛島쪽 한강의 하구로 연결되고, 남쪽수로는 강화도와 仁川사이의 하구로 연결되었던 것으로 생각된다. 古漢江은 남서쪽으로 흘러서, 古錦江(Paleo-Keum River)은 서쪽으로 흘러서, 각각 古北黃河, 古黃河에 합류되었다. 古영산강(Paleo-Yongsan River)은 비교적 복잡한 지형을 지나 제주도 북서쪽에서 합류되었다. 시추심 1108은 古黃海河谷에 위치한 것으로 생각되며, 0813과 함께, 이 연구에서 연구된 기타 6개의 시추심들과는 다른 환경이었다고 생각된다. 0813과 1108을 제외한 시추심들은 해면이 낮아짐에 따라 노출되어 침식되었던 것으로 믿어진다. 그림 31은 水路局(1963), 韓國動力資源研究所(1982, 1986) 및 中華人民共和國 中國科學院(Academia Sinica) 國家海洋局 第1海洋研究所편집, 1984년 발행된 渤海黃海地勢圖를 참고하여 그린 연구지역의 마지막 最大水河期동안의 古地圖(Paleogeographic map)이다. 이



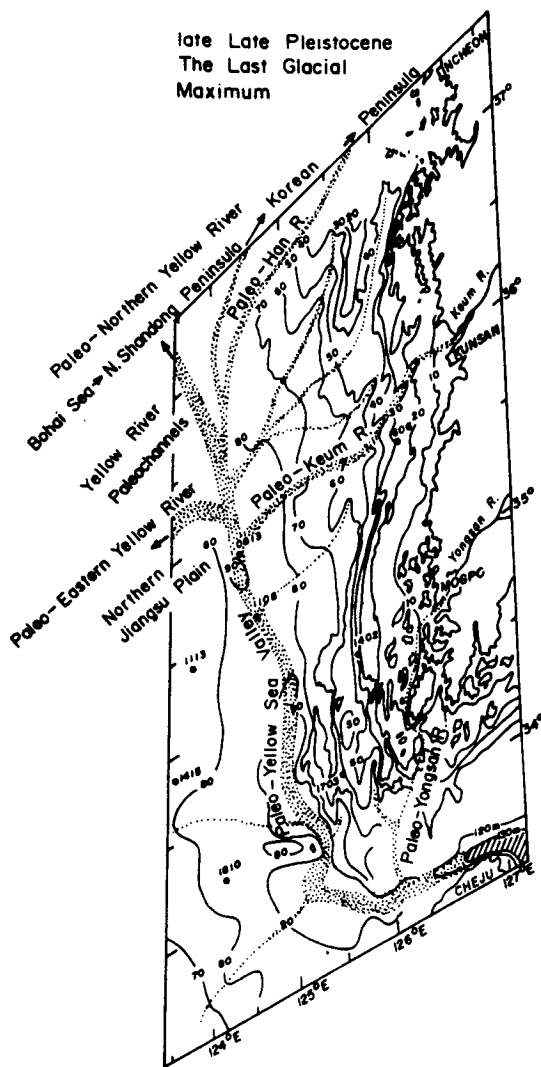


Fig. 31. Paleogeography of the study area at the Last Glacial Maximum. Paleochannels based on the submarine topographical maps published by the Hydrographical Office(1963), the Korea Institute of Energy and Resources(1982, 1986), Academia Sinica(1984), and unpublished cruise data of the KORDI. Note the presence of two Paleo-Yellow Rivers; the Paleo-Eastern Yellow River and the Paleo-Northern Yellow River, developed towards the northern Jianguo Plain, and the Bohai Sea to the northern Shantung Peninsula, respectively. The submerged area is found only in the northeastern side of Cheju Island. It was assumed that the sea-level was 130m below present.

그림에서는 해면이 현재보다 130 m 정도 낮았던 것으로 가정했으나 80 ~ 85 m 정도 낮았다는 연구결과(CLIMAP Project Members, 1976; Clark et al., 1978; Clark and Lingle, 1979; Suk, 1986 b)를 인용한다면 연구지역의 중앙부 즉 古黃河, 古漢江, 古錦江 등이 합류해서 남쪽으로 흘러드는 古黃海河谷은 넓고 얇은 江 내지는 河口나, 좁고 얇은 바다로 보아야 한다. 그림 31에서의 문제는 Holocene 퇴적물을 걷어낸 지형, 다시 말하면, 현재의 지형아닌, 18,000 년전의 古地形을 復原해서 古河川을 그려야 하나, Holocene 퇴적층의 연구가 부분적으로 있기는 하나(金哲民等, 1981; Werner et al., 1984), 연구지역전체에 대해서는 자료가 없어서, 현재의 해저지형에 그렸다. 따라서 이는 연구가 진행됨에 따라 수정될 수 있다.

### (3) 古氣候의 變化 (Change of Paleoclimates)

氣候는 氣圈 (Atmosphere), 大洋 (Ocean), 氷雪圈 (Cryosphere), 岩石圈 (Lithosphere) 및 生物 (Biomass) 의 有機的인 作用結果이다. 古氣候의 變化는 大陸移動 및 그와 관련된 현상, 즉, 大陸의 分布, 위도상의 變化, 造山運動, 해면변동, 水陸分布에 따르는 海流 및 風系の 變化 및 반사도 (albedo) 등이 작용한다. 이 이외에 大氣의 組成變化 및 天文學的 要因이 작용한다 (Van den Heuvel and Buurman, 1974; Kutzbach, 1976; Habicht, 1979).

기후는 비교적 짧은 시간內에서도 급격히 변하고 있다. 예를 들면, 미국 Columbia 大學校의 Lamont -Doherty Geological Observatory 에 본부를 두고 1971 년부터 地質學, 地球物理學, 堆積學, 微古生物學, 氣象學, 地球化學, 數學 등 여러분야의 여러기관에서의 전문가들이 모여서 비교적 장기간에 걸친 古氣候 (Paleoclimate) 를 연구한 CLIMAP (Climate : Long -Range Investigation Mapping and Predictions) Project Members (1976) 의 연구에 의하면, 연구지역을 포함한 南中國 -Malay 반도 -인도 등지는 後期 Pleistocene 의 마지막 최대빙하기동안에는 울창하게 숲이 우거졌으며, 한반도는 Savannah 및

건조한 草地였다. 황하 및 양자강의 유역인 중국본토는 Loess, Steppe, 亞沙漠(semi desert)이었으며, 대륙은 해양보다 많이 건조했다. 기온저하도 大洋의 기온저하보다는 컸다. 한반도의 기후는 현재보다 건조하고, 춥고, 보다 大陸性 氣候였던 것으로 생각된다(Pearson, 1977; Bloom and Park, 1985). 바다는 極前線(polar front)이 南下했으며 Subpolar water mass와 transitional water mass는 감축된 상태이었다. 온도구배가 현재보다 급했으며 이는 Oyashio Current(親潮)와 Kuroshio Current 사이의 지역에서 뚜렷했으며, 東海까지로 계속되었던 것으로 생각된다. Kuroshio의 본류인 北赤道海流(North Equatorial Current)가 발원하는 지역의 8月の海面온도는 현재의 그것보다 2°C정도가 낮았으며, 이 차이는 북위 30°이북으로 올라가면서 더욱 커져서 8°C정도가 되었다(Moore et al., 1980; CLIMAP Project Members, 1981). 이의 원인은 大陸의 反射率(albedo)이 해양의 그것보다 크기때문인 것으로 연구되었다(Gates, 1976; Manabe and Hahn, 1977; Williams, 1978). 현재에도 地面의 蒸發散(evapotranspiration)은 기후에 큰 영향을 준다(Shukla and Mintz, 1982).

고기후의 변화, 특히 第四紀(Quaternary Period)인 Pleistocene~Holocene 동안의 변화는 그 원인이 여러가지로 설명된다. 그 중에서, 平均周期가 93,000年인 地球公轉軌道の 변화(離心率; Eccentricity), 平均周期가 41,000年인, 보통 23.5°로 알려져있으나, 22.1°에서 24.5°까지 변하는 地球의 赤道面과 公轉面간의 角度인 黃道傾斜(Oblquity), 平均周期가 21,000年인 地球自轉軸의 歲差運動(Precession) 등 地球公轉軌道の 변화에 따르는 태양에너지의 入射量(insolation)의 변화와 위도에 따르는 분포가 가장 유력한 요인의 하나로 설명된다. 이 說은 Yugoslavia의 數學者 Milutin Milankovitch(1879~1958)가 1920年代에 이미 연필로 계산, 이루어 놓았다(Takayanagi, 1977). Milankovitch는 1920, 30, 41년에(Van den Heuvel and Buurman, 1974;

Bates and Jackson, 1980), 이 說을 내놓았으며, 이 20年代 說은 半世紀가 지난 후에 實證되었다. 즉 Power spectrum analysis로 연구한 지난 500,000年間的 기후, 변화주기는 23,000年, 42,000年, 100,000年の 3周期로 압축된다 (Hays et al., 1976). 西印度의 Barbados 섬에서의 해면변화연구도 Milankovitch 說을 지지한다 (Broecker et al., 1968). Milankovitch 說은 第四紀 (Quaternary Period) 뿐 만 아니라 中期 白堊紀 (mid-Cretaceous) 에서도 實證되고 있다 (Herbert and Fischer, 1986). 물론, 고기후의 변화에서는 지구운동의 변화이외에도 氷雪圈과 海洋間的 熱交換이 더 중요하다는 연구도 있으며 (Emiliani, 1978), 火山活動 및 이에 따르는 太陽光의 入射量의 변화가 기후에 관계있는 것으로 생각된다 (Kennett and Thunell, 1975; Bray, 1977; Rampino et al., 1979; Flohn, 1979; Taira, 1980a; Axelrod, 1981; Porter, 1981). 물론, 최근에는 인간의 활동, 즉 탄산가스 (CO<sub>2</sub>)의 배출 및 綠地의 減縮 (deforestation) 등도 기후변화에 한 요인이 되고 있다 (Revelle, 1982). 기후의 변화는 근본적으로는 Milankovitch의 天文學的 설명이 說得力이 있어서, 기후변화의 약 80%를 설명하며, 계속 연구의 대상이 되고 있다. 1986년 9월 6일에서 13일까지 美國 Massachusetts 주 Woods Hole에서 열린 第二次國際古海洋學會 (Second International Conference on Paleoceanography)에서, 고기후의 변화에서 위에 이야기한 3周期의 기후효과의 분리를 연구중인 Spectral Mapping (SPECMAP) group을 이끄는 Brown 大學校의 John Imbrie 교수는 Milankovitch 주기연구에 큰 진전을 이루었다. 그 group은 기후의 여러지시자, 예를 들면, 지난 15만年間的 歲差運動下에서의 熱帶地方의 季節風 (tropical monsoon)의 성쇠를 연구하며 분석규모를 크게 확장해서 세계 대양에서 채집한 해저표면퇴적물 및 시추 심에서 微化石 (microfossil), 微化石내에 포함된 Li, Sr, Mg, Cd, Na 및 Ca 등 微量元素와 주성분원소 및 酸素 (O<sup>18/16</sup>)와 炭素 (C<sup>13/12</sup>)의 同位元素의

분석을 주로 한 地球化學 (Geochemistry) 的 연구에 박차를 가하고 있다 ( in Kerr, 1986 a, b ; Bryson and Swain, 1981 ; Pollard, 1982 ; Boyle and Keigwin, 1982 ; Delaney et al., 1985 ; Corliss et al., 1986 ).

현재는 Pleistocene 末期의 마지막 氷河期도 물러가고, 대략 서기 1500년에서 400년간 계속된 Little Ice Age 도 물러간 따뜻한 기후이다 ( Denton and Kar-lén, 1973, 1977 ; Thompson et al., 1986 ). 그러나 人間起源的 (anthropogenic) 효과를 무시한다면 약 4,000년 내지 수 천년 후에는 氷河期가 다시 한번 도래할 것으로 예상되고 있다 ( Kukla, 1975 ; Hays et al., 1976 ). 그러나 여러 복합이유로, 지난 1세기동안에는 해면은 약 12cm 상승하고 있다 ( Etkins and Epstein, 1982 ; Gornitz et al, 1982 ). 100년이 지난 다음 세기 후반에는 대기중의 탄산가스함량이 현재의 두배가 “ 될 것 같으며 ”, 지구평균온도는 1.5 ~ 4.5 °C 정도가 올라갈 것으로 예측된다. 大氣中의 탄산가스함량과 기온상승은, 의문이 있으나 ( Revelle, 1982 ; Kerr, 1986 b, p.428 ), 밀접한 正의 相關關係가 있다고 믿어진다 ( Delmas et al., 1980 ; Neftci et al., 1982 ; Shackleton et al., 1983 ; Kerr, 1983 b, 1984 ). 만약 온도가 3 ~ 4 °C 가 올라간다면 海面은 현재에서 약 70cm가 올라 갈 것이다. 이런 상승은 지난 1세기동안의 상승에 비하면 엄청난 상승이다. 만약 이러한 기온 상승의 결과로, 불안정한 西南極의 氷床 ( West Antarctic Ice Sheet )이 녹는다면 상승정도는 수 m가 될 것으로 예측된다. 이렇게 된다면, 利點도 있겠으나 우선 웬만한 항구나 低地帶는 침수되고, 따라서 큰 피해가 있을 것은 확실하다. 이러한 해면상승에 대한 對策은 현재로는 뚜렷한 정책변화가 필요없다는 것이나, 化石 energy使用節減 및 山林再綠化 ( Reforestation ) 등을 포함한 어떤 행동이 필요하다.



## V章 論 議 ( Discussion )

이 연구에서는 퇴적층의 지질시대에 대한 뚜렷한 지시자가 없어서 外海의 영향을, 대만-유구열도-일본열도에서의 해침연구( Taira, 1979 )에 의거, Zone IV와 C를 초기 Holocene 으로 잠정적으로 결정했다. 그러나 Zone IV의 지질시대가 이 보다 빨라서 後期 Pleistocene 이 될 수도 있다고 생각된다. Wang et al., (1985 b)의 東中國 연구에 의하면, 초기 Pleistocene 에서 Holocene 까지 5회의 해침이 있었으며, 中後期 Pleistocene 의 *Pseudorotalia* 해침은 正常鹽分의 현재보다 따뜻한 해양환경이었으며, 이는 이 연구의 Zone IV와 비슷한 환경이라 생각된다. 따라서 Zone IV를 中後期 Pleistocene 의 *Pseudorotalia* 해침에 대비시킬 수도 있다고 추정된다. 그러나 Wang et al., (1985 b)의 연구는 Oba (1983)의 연구와 다르다. Oba (1983, Fig.6)에 의하면, 연구지역에는 6~20,000年前까지는 난류의 유입은 없었으며, 중국본토와 한반도에서 유출되는 低鹽分水가 연구지역을 덮었다. 난류는 제주도 남쪽, 동지나해를 흘렀다. Wang et al. (1985 b)에 의하면 *Pseudorotalia* 해침때의 발해만에서의 수온은 현재의 그것보다 약 6°C 정도 높았던 것으로 연구되었다. 이는 분명한 난류의 영향, 즉 Paleo-Kuroshio의 유입으로 생각된다( Wang et al., 1985 b, p.278 ). Werner et al. (1984)에서는 이 연구의 시추심 1703에서 조금 떨어진 곳에서의 시추심 C4, C5에서 Holocene아래의 퇴적층인 黑山層과 下苔層을 각각 Eemian 과 Holsteinian 間氷期로 잠정적으로 생각했다는 것을 생각할 때, 그들의 연구는 Oba (1983)의 연구와 비슷하다. 이러한 문제는 앞으로의 연구를 통하여 해결될 수 있으리라 믿는다.

Zone III과 II사이에서 外海의 영향이 줄어드는 Zone B가 1703, 1402, 606

등에서는 비교적 뚜렷하나, 外海의 영향을 강하게 받는 1810에서는 덜 뚜렷했다 (Fig. 20). 따라서 앞에서는 Zone III과 II를 각각의 event로 해석했으나, 이들은 1개의 event가 될 수도 있으며 그렇게 된다면, 각 퇴적층의 지질시대를 다시 한번 생각해야 한다 (Taira, 1979, Fig. 3). 위에서 언급한 연구된 시추심의 지질시대의 下限과 이 event 문제는 어느 한 쪽, 아니면, 모두가 맞을 수 있으며, 그러한 경우 퇴적층의 지질시대는 새로운 해석을 하여야 한다. 물론 이 연구의 현재 해석이 맞을 가능성도 배제할 수 없다.

위에서 이야기했듯이, 시추심 1415, 1113 및 0813의 상부 細粒物質 즉 Zone a가 1855년 黃河가 현재의 流路로 바뀐 이후 퇴적되었고, 그 아래의 細粒物質이 그 이전에 퇴적되었다는 해석이 합리적이라며는, 黃河는 紀元前 602년부터 紀元後 1194년까지는 현재의 流路대로 흘렀으며 (Qin and Li, 1983, p.85), 따라서 이 기간에는 위의 시추심지역에는 細粒物質이 퇴적되었으리라 類推된다. 이러한 생각은, Zone c, b의 조립물질은 1194년 이후~1855년 이전에 퇴적되었다고 유추할 수 있게 한다. 이 유추가 옳다면, 위의 3 시추심의 퇴적시기는 1194년 이후이며, 이는 Taira (1979)의 해침 Transgression 6 (지금으로부터 2,000~1,500년전)보다도 젊다는 결론이 된다. 이는 이들 3 시추심이 外海의 영향을 받는 지역의 Zone I의 기저보다 젊다는 의미가 된다. 이러한 유추는 黃河의 堆積作用을 받는 지역에서는 그렇지 않은 지역에서보다 堆積率이 대단히 높다는 뜻이며, 이는 黃河와 揚子江을 제외하고, 中國本土와 韓半島에서 배출되는 퇴적물의 量이 黃河의 그것의 1/10 이하라는 사실을 생각할 때 충분히 가능하리라 생각된다 (Milliman and Meade, 1983; Qin and Li, 1983, p.84).

이 연구에서는 부유유공층의 산출에 근거한 외해의 영향을 분대의 기준으로 잡았으나, 이때 문제가 되는 것은, 외해의 영향이, 같은 시기가 아닌, 시간이 다른 외해의 영향일 수 있다는 점이며, 이를 위해서는 절대연령측정이나 뚜렷한 生層序學 (Biostratigraphy)적 지시자의 연구가 필요하다. 부유유공층은 뚜렷한



生層序學的 지시자이나, 앞에서 이야기했듯이 부유유공충의 산출이 비교적 적고, 지질시대가 비교적 짧은 점과, 연구지역이 깊은 바다가 아닌 얇은 바다로써 산출되는 부유유공충이 뒤섞일 가능성이 있다는 점에서 문제점이 있다. 그러나 이는 후일의 좋은 연구자료가 되리라 믿는다. 예를 들면, 부유유공충 *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg)의 감기는 방향은 水溫과 밀접한 관련이 있어서 古環境의 유력한 지시자가 되고 있다 (Ericson, 1959 ; Bandy, 1960 ; Kennett, 1968). 이 부유유공충은, 위에서 인용한 北大西洋, California 근해, 南西太平洋에서 뿐만 아니라, 일본 北海道 北西部의 南 Okhotsk 海에서도 水溫과 밀접한 관계가 있다 (Kitazato, 1978). 이 種은 현재도 수온변화에 민감하지만 (Lipps, 1979) 地質時代에도, 수온에 따라 감기는 방향이 뚜렷이 변해서 California 근해에서의 Pleistocene/Holocene의 경계로 많이 쓰이며 (Bandy, 1967), 東海 및 北西太平洋에서도 유용히 쓰인다 (Ujiié and Ichikura, 1973 ; Ichikura and Ujiié, 1976 ; Kato, 1978 ; Ingle, 1975 ; Maiya et al., 1976 ; Cheong et al., 1985). 또한 연구지역에서 산출이 미미한 *Globigerina umbilicata* Orr and Zaitzeff도 Pleistocene/Holocene의 경계로 東海에서 유용히 쓰인다 (Ujiié and Ichikura, 1973 ; Ichikura and Ujiié, 1976 ; Cheong et al., 1985). 따라서 이들을 포함한 부유유공충의 연구는 유용한 연구가 되리라 믿는다.

연구지역의 現生底棲有孔蟲의 生態가 좀 더 연구되고, 많이 산출되는 중요한 種의 해양환경에 따르는 產出이 좀 더 연구되었다면, 그에 근거해서 보다 합리적인 古環境의 변화 등을 유추할 수 있으리라 믿는다. 또한, 연구지역에서의 퇴적환경과 有孔蟲群集간의 관계가 좀 더 밝혀졌다면 퇴적환경 해석에 도움이 될 수 있으리라 확신한다.



## Ⅵ章 結 論 (Conclusions)

1) 研究地域은 亞細亞大陸에 沿한 大陸棚海인 黃海의 中東部海域으로써, 初期 Holocene에서 後期 Holocene까지의 古環境(Paleoenvironment)은 크게 두 부분, 즉 浮遊有孔蟲(Planktonic Foraminifera)의 산출로써 外海의 영향이 인지되는 수평적 및 수직적 부분과 그렇지 못한 부분으로 나눌 수 있다.

2) 外海의 영향이 있는 곳은 韓半島沿岸 및 연구지역의 중앙부이며, 없는 곳은 바깥쪽 연구지역으로써 山東半島-中國本土에 가까운 지역이다. 外海의 영향은 시추심 1810 과 1703 에서는 뚜렷이 느껴지나, 북쪽으로 갈수록 현저히 줄어들므로써 古海流의 영향을 지시한다. 外海의 영향은 현재는 뚜렷이 감소해서, 시추심 1703 에서나 약간 느껴진다.

외해의 영향이 있을 때에는 현재보다 高鹽分, 高溫의 정상해수의 환경이어서 底棲有孔蟲(Benthic Foraminifera)의 조성이 多樣해지며 優占度가 낮아진다. 外海의 영향은 初期 Holocene 및 中期 Holocene에서 강했다. 시추심 1810 을 제외하고는 산출되는 浮遊有孔蟲들의 크기가 비교적 적은 점으로 보아, 外海가 영향을 미치더라도, 연구지역에서는 混合되고 稀釋되어서 부유유공충의 서식에는 좋지 않았다고 생각된다.

3) 外海의 영향이 弱化될 때에는 부유유공충의 산출이 뚜렷이 줄어들며, 數種의 底棲有孔蟲이 군집의 대부분을 차지해서 多樣性은 낮아지고 優占度는 높아진다.

4) 外海의 영향은 Paleo-Kuroshio Current의 強弱에 좌우되며, 이는 古氣候의 변화 및 지각변동과 깊이 관련되어 있다고 믿어진다. 특히 中期 Holocene 에는 Paleo-Kuroshio의 영향이 현재보다 더 넓게 북쪽까지 미쳤다.

5) 外海의 영향 또는 底棲有孔蟲의 產出로 帶分(Zonation) 및 對比(Cor-

relation)가 가능했다. 외해의 영향이 있는 시추심들은 크게 7개 Zone(Ⅳ, C, Ⅲ, B, Ⅱ, A 및 I)으로 나눌 수 있다. Zone Ⅳ와 Zone C는 初期(Early) Holocene, Zone Ⅲ~Ⅱ는 中期 Holocene, 그 외의 Zone 들은 後期 Holocene 퇴적물로 생각된다. Zone Ⅲ~Ⅱ는 Climatic Optimum 時 퇴적된 것으로 생각된다.

중국연안가까운 시추심들은 중요한 底棲有孔蟲의 산출로 Zone c, b, a로 나눌 수 있으며 이들은 Late Holocene에서도 末期에 퇴적된 것으로 생각된다.

6) 중국연안 가까운 지역을 제외하고는 퇴적환경이 크게 변하지 않았다. 즉 1703 과 1402 의 퇴적환경은 細粒堆積物의 퇴적에 좋았으며, 나머지 지역은 粗粒質 物質의 퇴적환경이 계속되었다. 반면, 중국연안 가까운 시추심에서는 上部에서 모래퇴적환경이 mud 퇴적환경으로 바뀌었으며, 이는 19世紀 중엽의 黃河의 河口위치변경과 관계있는 것으로 생각된다. 黃河의 영향을 받는 지역에서는, 外海의 영향을 받는 지역에서보다 대단히 빠르게 堆積된다.

7) 연구지역의 주변은 연구결과와 對比가 비교적 잘 되며, 이는 연구지역과 그러한 지역이 모두 같은 요인, 즉 Paleo-Kuroshio의 영향을 받기 때문인 것으로 생각된다.

8) 연구된 시추심의 地質時代문제, 시추심간의 對比, 현재 환경에서의 微古生物과 生態條件과의 관계연구, 海水面變動 등의 문제점이 제기되었다.

## Ⅶ章 有孔蟲 (Foraminiferal List)

연구지역에서 산출된 유공충의 同定은, 국내에서 입수가능한 아래들의 문헌들에 주로 의거했다.

Cushman and McCulloch (1939 - 1950),

Asano (1950 - 1952, 1956, 1958, 1960),

Matoba (1967, 1970),

Parker (1962),

Huang (1972),

Stainforth et al. (1975),

Bé (1977),

Saito et al. (1981),

Kennett and Srinivasan (1983).

底棲有孔蟲 ( Benthic Foraminifera ) 은 62 屬 267 種이 동정되었으며, 琉璃質은 51 屬 235 種, 膠質은 7 屬 23 種, 陶器質은 4 屬 9 種이 산출된다. 시료에서 3% 미만으로 산출되는 197 種은 괄호로 묶었다. 浮游有孔蟲은 10 屬 33 種이 동정되었다.

有孔蟲의 깊은 研究, 특히 각 種의 특징기재 및 보다 많은 시추심에서의 보다 조밀하게 채집된 시료에서의 層序的 產出 및 地理的 產出 범위들의 연구가 필요하다. 有孔蟲표본 및 시추심에서의 산출표는 한국과학기술원 해양연구소에 보관되어 있다.

## 1. 底棲有孔蟲 (Benthic Foraminifera)

### Hyaline Assemblage

*Ammonia beccarii*

(*A. beccarii aomoriensis*)

*A. inflata*

(*A. japonica*)

(*A. ketienziensis*)

(*A. nipponica*)

*A. cf. papillosa*

(*A. tepida*)

(*A. sp. A*)

(*Angulogerina kokozuraensis*)

(*Anomalina nipponica*)

(*Astrononion sp. A*)

(*Biloculinella globula*)

(*Bolivina cf. abbreviata*)

(*B. alata*)

(*B. cf. argentea*)

*B. compacta*

(*B. decussata*)

(*B. kiiensis*)

(*B. minuta*)

*B. robusta*

*B. seminuda*

(*B. spinescens*)

(*B. striata*)

(*B. striatula*)

(*B. substriatula*)

*B. tosaensis*

*Buccella frigida*

B.           *frigida calida*  
*Bulimina aculeata*  
 (B.           *elongata*)  
 (B.           *elongata sublata*)  
 B.           *exilis*  
 B.           *exilis tenuata*  
 B.           *marginata*  
 (B.           *naraensis*)  
 (B.           *subornata*)  
 (B.           sp. A)  
 (*Buliminella elegantissima*)  
 B.           *elegantissima tenuis*  
*Cancris auriculus*  
 (C.           *indicus*)  
*Cassidulina asanoi*  
 (C.           *japonica*)  
 (C.           *kasiwazak ensis*)  
 (C.           *neocarinata*)  
 C.           *sagamiensis*  
 (C.           *setanaensis*)  
 (C.           *subglobosa*)  
 (C.           *subglobosa depressa*)  
 (C.           *wakasaensis*)  
 (C.           sp. A)  
*Cibicides lobatulus*  
 (C.           *pseudoungerianus*)  
 C.           *refulgens*  
*Cribrononion subincertum*  
 (*Dentalina californica*)  
 (D.           *communis*)  
 (D.           *decepta*)

(D. *hyugaensis*)  
 (D. *inflexa*)  
 (D. *siribesiensis*)  
 (D. *setanaensis*)  
 (D. sp. A)  
 (D. sp. B)  
 (*Discorbis* sp. A)  
 (D. *subopercularis*)  
*Elphidium advenum*  
 E. *advenum gorokuense*  
 (E. *advenum miyatense*)  
 (E. *crispum*)  
 E. *etigoense*  
 E. *incertum*  
 (E. *jenseni*)  
 E. *kusiroense*  
 (E. *reticulosum*)  
 (E. *simplex*)  
 E. *somaense*  
 E. cf. *subarcticum*  
 E. *subgranulosum*  
 (E. *yumotoense*)  
 (E. sp. A)  
 (E. sp. B)  
 (E. sp. C)  
 (*Entosolenia* sp. A)  
 (E. sp. B)  
*Epistominella naraensis*  
 E. *pulchella*  
*Eponides nipponicus*



(E.            *procerus*)  
 (E.            *subpraecinctus*)  
 (*Fissurina agassizi*)  
 (F.            *cf. annectens*)  
 (F.            *circulo-costa*)  
 (F.            *cucurbitasema*)  
 (F.            *flinti*)  
 (F.            *lacunata*)  
 F.            *marginata*  
 (F.            *cf. orbignyana*)  
 (F.            sp. A)  
 (F.            sp. B)  
 (F.            sp. C)  
 (F.            sp. D)  
 (F.            sp. E)  
*Gaudryina arenaria*  
 (G.            *karihaensis*)  
 (G.            *ogasensis*)  
 G.            *subglabrata*  
*Globocassidulina globosa*  
 (G.            *japonica*)  
 (G.            *orientale*)  
 (G.            *setanensis*)  
 G.            *subglobosa*  
 (G.            *subglobosa depressa*)  
 (*Globulina minuta*)  
 (*Guttulina kishinouyi*)  
 (G.            *lactea*)  
 (G.            *orientalis*)  
 (G.            *yamazakii*)

(G. sp. A)  
 (G. sp. B)  
*Gyroidina nipponica*  
 (*Hanzawaia hamadaensis*)  
*H. nipponica*  
 (*H. tagaensis*)  
 (*Helenina* cf. *anderseni*)  
 (*Lagena apiopleura*)  
 (*L. auticosta*)  
 (*L. chasteri*)  
 (*L. clavata*)  
 (*L. dentaliniiformis*)  
 (*L. distoma*)  
 (*L. cf. distoma*)  
 (*L. elongata*)  
 (*L. flotulenta*)  
 (*L. gracillima*)  
 (*L. gracillis*)  
 (*L. hispidula*)  
 (*L. laevis*)  
 (*L. perlucida*)  
 (*L. pliosenica*)  
 (*L. cf. semilineata*)  
 (*L. striata*)  
 (*L. striatula*)  
 (*L. subamphora*)  
 (*L. substriata*)  
 (*L. sulcata peculiaris*)  
 (*L. sulcata laevicosta*)  
*L. sulcata spicata*

(*Lagenodosaria pauciloculata*)

(*L. scalaris*)

(*L. sp. A*)

(*Lenticulina angularis*)

(*L. calca*)

(*L. cf. cultrus*)

(*L. depressus*)

*L. lucidus*

(*L. nikobarensis*)

*L. ochracea*

(*L. sagamiensis*)

(*L. schencki*)

(*L. sp. A*)

(*L. sp. B*)

(*Marginulina glabra*)

(*Nodosaria subraphana*)

(*N. subscalaris*)

(*N. flintii*)

*Nonion asanoi*

*N. grateloupi*

*N. japonicum*

(*N. labradoricum*)

*N. nicobarensis*

(*N. pacificum*)

*N. sp. A*

(*N. sp. B*)

(*Nonionella atlantica*)

(*N. auricula*)

(*N. opima*)

N.            *stella*  
 (N.            *turgida*)  
 (*Oolina feildeniana*)  
 (O.            *cf. globosa*)  
 (O.            *melo*)  
 (*Palmerinella palmerae*)  
   *Pararotalia globosa*  
 P.            *minuta*  
 P.            *nipponica*  
 (*Planularia californica*)  
 (P.            *planulata*)  
 (P.            *sp. A*)  
 (P.            *cf. wuellerstorfi*)  
   *Pseudoeponides japonicus*  
 P.            *nakazatoensis*  
   *Pseudononion japonicum*  
 (P.            *tredecum*)  
   *Pseudorotalia gaimardii*  
 (*Pullenia apertula*)  
 P.            *elegans*)  
 P.            *quingueloba*  
 (*Rectobolivina bifrons*)  
 (R.            *raphanus*)  
 (*Rosalina australis*)  
 (R.            *bertheloti*)  
 (R.            *bradyi*)  
 (R.            *concinna*)  
   R.            *globularis*  
 (R.            *cf. isabelleana*)  
 (R.            *stachi*)

(R.            *vilardeboana*)  
(R.            sp. A)  
(R.            sp. B)  
(R.            sp. C)  
(*Sigmoidella margaretae*)  
(*Sigmorphina semitecta terquemiana*)  
(S.            *trilocularis*)  
(S.            sp. A)  
(*Spiroloculina corrugata*)  
(*Uvigerina aculeata*)  
  U.            *akitaensis*  
(U.            *excellens*)  
(U.            cf. *hootsi*)  
(U.            *nitidula*)  
(U.            *peregrina dirupta*)  
(U.            *proboscidea*)  
(U.            *segundoensis*)  
(U.            *schencki*)  
(U.            *subperegrina*)  
(U.            sp. A)  
(*Vaginulina exilis*)  
(*Valvulineria hamanakoensis* (??))  
(V.            *sadonica*)  
  V.            cf. *nipponica*  
(*Virgulina bradyi*)  
(V.            *complanata*)  
(V.            sp. A)

Agglutinated Assemblage

- (*Ammobaculites obliquus*)  
(A.           *exiguus*)  
(A.           *foliaceus*)  
*Haplophragmoides columbiensis*  
(H.           *trullissatum*)  
*Nouria polymorphinoides*  
(*Recurvoidella parkerae*)  
(*Reophax curtus*)  
(R.           *dentaliniiformis*)  
R.           *excentricus*  
R.           sp. A  
(*Textularia articulata*)  
(T.           *candeiana*)  
T.           *conica*  
T.           *cuneata*  
(T.           *foliacea*)  
T.           *lythostrota*)  
(T.           *oceanica*)  
(T.           *secasensis*)  
(T.           *segaensis*)  
(T.           *semialata*)  
(T.           sp. A)  
(*Trochammina discorbis*)

Porcelaneous Assemblage

- (*Quinqueloculina elongata*)  
(Q.           *hasimotoi*)

*Q.*            *lamarckiana*  
(*Q.*            *seminula*)  
(*Q.*            *subagglutinata*)  
*Sigmoilina arenaria*  
(*S.*            *schlumbergeri*)  
(*Spiroloculina* sp. A)  
(*Trioculina suttuensis*)

\* Benthic species less than 3% are in parentheses.

## 2. 浮游有孔蟲 (Planktonic Foraminifera)

*Berggrenia* sp.  
*Globigerina* cf. *angustiumbilicata*  
*G.*            *bulloides*  
*G.*            cf. *calida*  
*G.*            *falconensis*  
*G.*            *quingueloba*  
*G.*            *rubescens*  
*G.*            *umbilicata*  
*G.*            *uvula*  
*G.*            sp.  
*Globigerinella* cf. *siphonifera*  
*Globigerinita glutinata*  
*G.*            *humilis*  
*G.*            cf. *iota*  
*G.*            sp.  
*Globigerinoides ruber*  
*G.*            *sacculifer*  
*G.*            *tenellus*

G.            *trilobus*  
G.            sp.  
*Globoquadrina* cf. *conglomerata*  
G.            cf. *hexagona*  
*Globorotalia* cf. *anfracta*  
G.            *crassaformis*  
G.            *hirsuta*  
G.            *menardii*  
G.            cf. *pumilio*  
G.            *scitula*  
G.            sp.  
*Neogloboquadrina* *dutertrei*  
N.            cf. *pachyderma*(dex.)  
N.            cf. *pachyderma*(sin.)  
*Orbulina*    *universa*  
*Pullenia*    *obliquiloculata*



## 參 考 文 獻 (References)

- 權赫在, 1973, 洛東江 三角洲의 地形研究; 地理學, 大韓地理學會, 第 8 號,  
p. 8-23.
- 權赫在, 1975, 韓國의 海岸地形과 海岸分類의 諸問題; 教育論叢, 高麗大學校,  
제 3 집, p. 73-88.
- 金哲民, 申元澈, 金元植, 曹圭張, 1981, 沿近海底 海上物理探查研究( 群山一扶  
安海域 ); 調查研究報告, 韓國動力資源研究所, 제 11 호, p. 215-226.
- 박용안, 1983, 한국대륙붕 홀로세 퇴적작용과 퇴적상; '83 國內의 한국과학기  
술자 학술회의 논문집, 하계 심포지움편( 별책 ), p. 1-8.
- 박용안, 이창식, 1986, 한국동해대륙붕의 표층퇴적물에 관한 연구; 創立 20 周  
年記念 特別 講演·심포지움 1986 年度 定期總會 및 秋季研究發表會 要  
約集, 韓國海洋學會, p. 18-19.
- 水路局, (Hydrographic Office), 1963, 대 흑산군도에서 격열비열도; 해도, 번  
호 302, 축척 1:248,470, 서울.
- 吳智泳, 1971, 平澤地區 土炭의 花粉分析; 植物學會誌, 韓國植物學會, v. 14,  
p. 66-73.
- 尹 銑, 李彥宰, 1985, 水佳里貝塚의 軟體動物化石群集과 海水面變動; 韓國古  
生物學會誌, v. 1, p. 141-152.
- 尹雄求, 朴炳權, 韓相俊, 1977, 韓半島 後冰期海面變化의 地形學的 證據; 大韓  
地質學會誌, v. 12, p. 15-22.
- 이희준, 조성권, 정갑식, 한상준, 1986, 황해남동해역 퇴적물의 토질공학적 특  
성; 퇴적현상과의 연계성; 創立 20 周年記念 特別講演·심포지움 1986

- 年度 定期總會 및 秋季研究發表會 要約集, 韓國海洋學會, p. 15.
- 蔣舜權, 1983, 牙山灣 海底의 底棲有孔蟲; 韓國海洋學會誌, v.18, p. 125-141.
- 蔣舜權, 1985, 方魚津南岫 海底表層 堆積物中的 底棲有孔蟲; 海洋研究, 韓國海洋研究所, v.7, no. 2, p. 20-30.
- 蔣舜權, 1986; 光陽灣에서의 現生底棲有孔蟲에 관한 研究; 韓國海洋學會誌, v.21, p. 1-12.
- 蔣舜權, 李慶信, 1982, 仁川 周邊 潮間帶의 現生底棲有孔蟲; 韓國海洋研究所 所報, v.4, p. 63-72.
- 蔣舜權, 李慶信, 1983, 京畿灣 潮間帶의 現生底棲有孔蟲과 그 意義; 大韓地質學會誌, v.19, p. 169-189.
- 蔣舜權, 李慶信, 1984, 牙山灣 潮間帶의 現生底棲有孔蟲에 對한 研究; 大韓地質學會誌, v.20, p. 171-188.
- 최중기, 1986, 한국근해의 플랑크톤과 기초생산력; 創立 20 周年記念 特別講演·심포지움, 1986 年度 定期總會 및 秋季研究發表會, 要約集, 韓國海洋學會, p. 5.
- 韓國動力資源研究所 (The Korea Institute of Energy and Resources), 1982, 韓國大陸棚海底地質圖, 제 II 집, 축척 1:25 萬.
- 韓國動力資源研究所, 1986, 韓國大陸棚海底地質圖, 제 V 집 (濟州海峽), 축척 1:25 萬.
- 韓國海洋研究所 (The Korea Ocean Research and Development Institute), 1981, 沿岸環境圖作成研究 (京畿灣: 海洋地質分野); 海洋研究所 報告書 BSPE 00029-52-5, 226 p., 別冊 環境圖 19 校.
- 韓國海洋研究所, 1982, 沿岸環境圖作成研究 (牙山灣: 海洋地質分野); 海洋研究所 報告書 BSPE 00041-63-5, 186 p., 別冊 環境圖 19 校.
- 韓國海洋研究所, 1983, 韓國海域 綜合海洋 環境圖作成研究; 海洋研究所 報告書

BSPG 00019-70-7, 417 p.

韓國海洋研究所, 1984, 韓國海域綜合海洋環境圖作成研究, 第二次年度 報告書

—黃海—; 海洋研究所 報告書 BSPG 00023-79-7, 493 p.

韓國海洋研究所, 1985, 韓國海域綜合海洋資源圖作成研究 —黃海—; 韓國海洋研

究所 報告書 BSPE 00055-86-7A, 523 p.

韓國海洋研究所, 1986, 韓國海域綜合資源圖作成研究 —黃海: 봄·가을·겨울철

—; 韓國海洋研究所報告書 BSPG 00030-119-7, 523 p.

中國科學院(Academia Sinica) 地理研究所, 1984, 渤海黃海地勢圖; 國家海洋

局 第一海洋研究所 編撰, 中華人民共和國, 上海, 축척 1:100 萬.

Arai, F., Oba, T, Kitazato, H., Horibe, Y., and Machida, H.,

1981, Late Quaternary tephrochronology and paleo-oceanography of the sediments of the Japan Sea; The Quaternary Research, Tokyo, v. 20, p. 209-230 (in Japanese with English abstract).

Asano, K, 1950-1952, Illustrated catalogue of Japanese Tertiary smaller foraminifera; Part 1-15, supplement, No 1, Hosokawa Printing Co., Tokyo.

Asano, K., 1956, The foraminifera from the adjacent seas of Japan, collected by the S.S. Soyo-maru, 1922-1930, Part 1-2; The Science Reports of the Tohoku University, Sendai, Japan, Second Series(Geology), v. 27, p. 1-83, pls. 1-9.

Asano, K., 1958, The foraminifera from the adjacent seas of

- Japan, collected by the S.S. Soyo-maru, 1922-1930, Part 4. Buliminidae; The Science Reports of the Tohoku University, Sendai, Japan, Second Series (Geology), v. 29, p. 1-41, pls. 1-7.
- Asano, K., 1960, The foraminifera from the adjacent seas of Japan, collected by the S.S. Soyo-maru, 1922-1930, Part 5. Nonionidae; The Science Reports of the Tohoku University, Sendai, Japan, Special Volume No. 4, p. 189-201, pls. 21-22.
- Atkinson, K., 1971, The relationship of recent foraminifera to the sedimentary facies in the turbulent zone, Cardigan Bay; Journal of Natural History, v. 5, p. 385-439.
- Axelrod, D.I., 1981, Role of volcanism in climate and evolution; The Geological Society of America, Special Paper 185, 59 p.
- Bandy, O.L., 1960, The geological significance of coiling ratios in the foraminifer *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg); Journal of Paleontology, v. 34, p. 671-681.
- Bandy, O.L., 1967, Foraminiferal definition of the boundaries of the Pleistocene in Southern California; In: Sears, M. (ed.), Progress in Oceanography, Pergamon Press, New York, v. 4, p. 27-49.
- Bandy, O.L. and Arnal, R.E., 1957, Distribution of recent fora-

- minifera off west coast of central America; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 41, p. 2037-2053.
- Bandy, O.L. and Arnal, R.E., 1960, Concepts of foraminiferal paleoecology; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 44, p. 1921-1932.
- Bartlett, G.A., 1965, Preliminary investigation of benthonic foraminiferal ecology in Tracadie Bay, Prince Edward Island; Unpublished manuscript, Report B.I.O. 65-3, 51p. +App. A-D.
- Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980, Editors, Glossary of Geology, 2nd Edition; American Geological Institute, Falls Church, Virginia, 751p.
- Bé, A.W.H., 1977, An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktonic foraminifera; In: Ramsay, A.T.S. (ed.), Oceanic Micropaleontology, Academic Press, v. 1, p. 1-100.
- Beardsley, R.C., Limeburner, R., Yu, H, and Cannon, G.A., 1985, Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea; Continental Shelf Research, v.4, p. 57-76.
- Bloom, A.L. and Park, Y.A., 1985, Holocene sea-level history and tectonic movements, Republic of Korea; The Quaternary Research, Tokyo, v. 24, p. 77-84.

- Blow, W.H., 1979, The Cainozoic Foraminiferida, Part 1 and 2, Leiden, E.J. Brill, 1413p., 264pls.
- Boltovskoy, E. and Wright, R., 1976, Recent foraminifera; W. Junk., b.v., The Hague, Netherlands, 515p.
- Bordovskiy, O.K., 1965, Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments; Marine Geology, v. 3, p. 3-114.
- Boyle, E.A. and Keigwin, L.D., 1982, Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: Geochemical evidence; Science, v. 218, p. 784-787.
- Bradshaw, J.S., 1957, Laboratory study of the rate of growth of the Foraminifera *Streblus beccarii* (Linné) var. *tepida* Cushman; Journal of Paleontology, v.31, p. 1138-1147.
- Bray, J.R., 1977, Pleistocene volcanism and glacial initiation; Science, v. 197, p. 251-254.
- Broecker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J., Ku, T. -L., Matthews, R.K., and Mesolella, K.J., 1968, Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments; Science, v. 159, p. 297-300.
- Bryson, R.A. and Swain, A.M., 1981, Holocene variations of Monsoon rainfall in Rajasthan; Quaternary Research, v. 16 p. 135-145.
- Butenko, J., Milliman, J.D., and Yincan, Y., 1985, Geomorphology,

- shallow structure, and geological hazards in the East China Sea; *Continental Shelf Research*, v. 4, p. 121-141.
- Buzas, M.A., 1972, Patterns of species diversity and their explanation; *Taxon*, v. 21, p. 275-286.
- Buzas, M.A., 1974, Review of "Distribution and ecology of living benthic foraminiferids" by Murray, J.W., 1973; *Journal of Foraminiferal Research*, v. 4, p. 224.
- Buzas, M.A., 1979, The measurement of species diversity; In: Lipps, J.H., Berger, W.H., Buzas, M.A., Douglas, R.G., and Ross, C.A. (eds.), *Foraminiferal ecology and paleoecology*; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course No. 6, Houston, 1979, p. 3-10.
- Buzas, M. A., Smith, R.K., and Beem, K.A., 1977, Ecology and systematics of foraminifera in two *Thalassia* habitats, Jamaica, West Indies; *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, No. 31, 137p.
- Chang, S.K., 1984a, Recent benthic foraminifera from Gwangyang Bay, Korea; In: Oertli, H.J.(ed.), *Benthos '83: 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera*(Pau, April 1983), p. 141-146.
- Chang, S.K., 1984b, Recent benthic foraminifera as a sedimentary tool; In: Oertli, H. J.(ed.), *Benthos '83; 2nd. Int. Symp. Benthic Foraminifera*(Pau, April 1983), p. 147-151.

- Cheetham, A.H. and Hazel, J.E., 1969, Binary (presence-absence) similarity coefficients; *Journal of Paleontology*, v. 43; p. 1130-1136.
- Cheong, H.K., Chang, S.K., and Paik, K.H., 1985, Planktonic foraminifera from the southwestern slope of the Ulleung Basin, East Sea, Korea; *Journal of the Paleontological Society of Korea*, v. 1, p. 51-70.
- Chin, Y. -S., 1979, A study on sediment and mineral compositions (sic) of the sea floor of the East China Sea; *Ocean Selections*, v. 2, p. 130-142.
- Clark, J. A., Farrell, W.E., and Peltier, W.R., 1978, Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation; *Quaternary Research*, v. 9, p. 265-287.
- Clark, J.A. and Lingle, C.S., 1979, Predicted relative sea-level changes (18,000 years B.P. to Present) caused by Late-Glacial retreat of the Antarctic ice sheet; *Quaternary Research*, v. 11, p. 279-298.
- CLIMAP Project Members, 1976, The surface of the Ice-Age Earth; *Science*, v. 191, p. 1131-1137.
- CLIMAP Project Members, 1981, Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum; MC-36 with text and one microfiche, Geological Society of America.
- Corliss, B.H., Martinson, D.G., and Keffer, T., 1986, Late



- Quaternary deep-ocean circulation; Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 1106-1121.
- Culver, S.J. and Banner, F.T., 1978, Foraminiferal assemblages as Flandrian paleoenvironmental indicators; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 24, p. 53-72.
- Cushman, J.A. and McCulloch, I., 1939-1950, Allan Hancock Pacific Expeditions, Reports; The University of Southern California Press, Los Angeles, v. 6, no. 1-6, p. 1-364, pls. 1-48.
- Delaney, M.L., Bé, A.W.H., and Boyle, E.A., 1985, Li, Sr, Mg, and Na in foraminiferal calcite shells from laboratory culture, sediment traps, and sediment cores; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 49, p. 1327-1341.
- Delmas, R.J., Ascencio, J.-M., and Legrand, M., 1980, Polar ice evidence that atmospheric CO<sub>2</sub> 20,000yr BP was 50% of present; Nature, v. 284, p. 155-157.
- DeMaster, D.J., McKee, B.A., Nittrouer, C.A., Qin, J., and Cheng, G., 1985, Rates of sediment accumulation and particle reworking based on radiochemical measurements from continental shelf deposits in the East China Sea; Continental Shelf Research, v. 4, p. 143-158.
- Denton, G.H. and Karlén, W., 1973, Holocene climatic variations - Their pattern and possible cause; Quaternary Research, v. 3, p. 155-205.

- Denton, G.H. and Karlén, W., 1977, Holocene glacial and tree-line variations in the White River Valley and Skolai Pass, Alaska and Yukon territory; Quaternary Research, v. 7, p. 63-111.
- Douglas, R.G., 1979, Benthic foraminiferal ecology and paleoecology: A review of concepts and methods; In: Lipps, J. H., Berger, W.H., Buzas, M.A., Douglas, R.G., and Ross, C.A. (eds.), Foraminiferal ecology and paleoecology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, No. 6, Houston, 1979, p. 29-53.
- Douglas, R.G., 1981, Paleoecology of continental margin: A modern case history from the borderland of Southern California; In: Douglas, R.G., Colburn, I.P., and Gorsline, D.S. (eds.), Depositional systems of active continental margin basins: Short Course Notes, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 121-156.
- Douglas, R.G., Liestman, J., Walch, C., Blake, G., and Cotton, M.L., 1980, The transition from live to sediment assemblage in benthic foraminifera from the Southern California Borderland; In: Field, M.E., Bouma, A.H., Colburn, I.P., Douglas, R.G., Ingle, J.C. (eds.), Quaternary depositional environments of the Pacific Coast: Pacific Coast Paleo-

- geography Symposium 4. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 257-280.
- El-Wakeel, S.K. and El-Sayed, M.Kh., 1978, The texture, mineralogy and chemistry of bottom sediments and beach sands from the Alexandria region, Egypt; *Marine Geology*, v. 27, p. 137-160.
- Emery, K.O., 1968, Relict sediments on continental shelves of the world; *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, v. 52, p. 445-464.
- Emery, K.O., Niino, H., and Sullivan, B., 1971, Post-Pleistocene levels of the East China Sea; In: Turekian, K.K. (ed.), *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Yale University Press, p. 381-390.
- Emiliani, C., 1978, The cause of the Ice Ages; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 37, p. 349-354.
- Ericson, D.B., 1959, Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index; *Science*, v. 130, p. 219-220.
- Etkins, R. and Epstein, E.S., 1982, The rise of global mean sea level as an indication of climate change; *Science*, v. 215, p. 287-289.
- Fairbridge, R.W., 1972, Climatology of a glacial cycle; *Quaternary Research*, v. 2, p. 283-302.
- Fairbridge, R.W., 1982, The Holocene boundary stratotype: Local

- and global problems; In: Olausson, E.(ed.), The Pleistocene/Holocene Boundary in South-western Sweden; Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, 76(7), NR 794, Uppsala, p. 281-286.
- Feyling-Hanssen, R.W., 1980a, Microbiostratigraphy of young Cenozoic marine deposits of the Qivituq Peninsula, Baffin Island; Marine Micropaleontology, v.5, p. 153-184.
- Feyling-Hanssen, R.W., 1980b, Foraminiferal indication of Eemian interglacial in the northern North Sea; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 29, p. 175-189.
- Feyling-Hanssen, R.W., 1982, Foraminiferal zonation of a boring in Quaternary deposits of the northern North Sea; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 31, p. 29-47.
- Feyling-Hanssen, R.W., 1983, Quantitative methods in micropaleontology; In: Costa, L.I.(ed.), Palynology-Micropaleontology : Laboratories, Equipment and Methods, NPD-Bulletin 2, Oljedirektoratet, Stavanger, p. 109-126.
- Feyling-Hanssen, R.W., Jorgensen, J.A., Knudsen, K.L., and Andersen, A.-L. L., 1971, Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v.21, p. 61-317.
- Feyling-Hanssen, R.W., and Ulleberg, K., 1984, A Tertiary-Quaternary section at Sarsbutka, Spitsbergen, Svalbard, and

- its foraminifera; *Polar Research* 2, n.s., p. 77-106.
- Fischer, A.G., 1960, Latitudinal variations in organic diversity  
; *Evolution*, v. 14, p. 64-81.
- Fisher, R.A., Corbet, A.S., and Williams, C.B., 1943, The relation  
between the number of individuals in a random sample of  
an animal population; *Journal of Animal Ecology*, v. 12,  
p. 42-58.
- Flint, R.F., 1979, Physical evidence of Quaternary climatic  
change; *Quaternary Research*, v. 6, p. 519-528.
- Flohn, H., 1979, On time scales and causes of abrupt paleoclima-  
tic events; *Quaternary Research*, v. 12, p. 135-149.
- Gao, S. and Li, F., 1985, The sea level fluctuation along the  
northern coast of Bohai Gulf about 2000 years BP; *Acta  
Oceanologica Sinica*, v. 4, p. 244-253,
- Gates, W.L., 1976, Modeling the Ice-Age climate; *Science*, v. 191,  
p. 1138-1144.
- Geng, X., 1982, Transgressions and regressions in the Eastern  
China since the Late Pleistocene epoch; *Acta Oceanologica  
Sinica*, v. 1, p. 234-247.
- Gornitz, V., Lebedeff, S., and Hansen, J., 1982, Global sea  
level trend in the past century; *Science*, v. 215, p.  
1611-1614.
- Greiner, G.O.G., 1969, Recent benthonic foraminifera: Environ-  
mental factors controlling their distribution; *Nature*,

v. 223, p. 168-170.

Greiner, G.O.G., 1970, Distribution of major benthonic foraminiferal groups on the Gulf of Mexico continental shelf; *Micropaleontology*, v. 16, p. 83-101.

Greiner, G.O.G., 1974, Environmental factors controlling the distribution of Recent benthic foraminifera; *Breviora*, Museum of Comparative Zoology, Harvard University, Cambridge, Massachusetts, No. 420, 35p.

Grimsdale, T.F. and van Morkhoven, F.P.C.M., 1955, The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks; *Proceeding of 4th World Petroleum Congress, Section 1/D*, paper 4, p. 473-491.

Grünig, A. and Herb, R., 1980, Paleoeecology of Late Eocene benthonic foraminifera from Possagno (Treviso-Northern Italy); In: Sliter, W.V. (ed.), *Studies in Marine Micropaleontology and Paleoeecology: A Memorial Volume to Orville L. Bandy*; Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication No. 19, p. 68-85.

Habicht, J.K.A., 1979, Paleoclimate, paleomagnetism, and continental drift; *The American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* No. 9, 31p. +11 Foldouts.

Hald, M. and Vorren, T.O., 1984, Modern and Holocene foraminifera and sediments on the continental shelf off Troms,

- North Norway; *Boreas*, v. 13, p. 133-154.
- Hallam, A., 1965, Environmental causes of stunning in living and fossil marine benthonic invertebrates; *Palaeontology*, v. 8, p. 132-155.
- Hays, J.D., Imbrie, J., and Shackleton, N.J., 1976, Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages; *Science*, v. 194, p. 1121-1132.
- Herbert, T.D., and Fischer, A.G., 1986, Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy; *Nature*, v. 321, p. 739-743.
- Hessler, R.R. and Jumars, P.A., 1974, Abyssal community analysis from replicate box cores in the central North Pacific; *Deep-Sea Research*, v. 21, p. 185-209.
- Holeman, J.N., 1968, The sediment yield of major rivers of the world; *Water Resources Research*, v. 4, p. 737-747.
- Huang, T., 1972, Distribution of planktonic foraminifera in the surface sediments of Taiwan Strait; United Nations ECAFE, CCOP Technical Bulletin, v. 6, p. 31-73, pls. III-1-3.
- Ichikura, M., and Ujiie, H., 1976, Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores; *Bulletin of the National Science Museum, Series C (Geology and Paleontology)*, v. 2, p. 151-178, pls. 1-4.
- Ingle, J.C., Jr., 1975, Pleistocene and Pliocene foraminifera

- from the Sea of Japan, Leg 31, Deep Sea Drilling Project;  
In: Karig, D.E., Ingle, J.C., Jr. et al.(eds.), 1975,  
Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 31,  
Washington(U.S. Government Printing Office), p. 693-701.
- Jaccard, P., 1908, Nouvelles recherches sur la distribution  
florale; Bulletin de Société Vaudoise des Sciences Nat-  
urelles, v. 44, p. 223-270.
- Jeong, K.-S., Han, S.-J., and Suk, B.-C., 1984, A sedimentologi-  
cal study in the southeastern Yellow Sea; In: Park, Y.A.,  
Pilkey, O.H., and Kim, S.W.(eds.), Marine Geology and  
Physical Processes of the Yellow Sea; Proceedings of  
Korea-U.S. Seminar and Workshop, June 19-23, 1984, Seoul,  
Korea Institute of Energy and Resources, Seoul, p. 96-116.
- Kafescioglu, I.A., 1975, Quantitative distribution of foramini-  
fera on the continental shelf and uppermost slope off  
Massachusetts; Micropaleontology, v. 21, p. 261-305.
- Kaizuka, S., Naruse, Y., and Matsuda, I., 1977, Recent formations  
and their basal topography in and around Tokyo Bay,  
central Japan; Quaternary Research, v.8, p. 32-50.
- Kato, M., 1978, Age assignment of the dredge and piston core  
samples; Cruise Report No. 10, Geological Survey of  
Japan, p. 59-62.
- Kennett, J.P., 1968, Latitudinal variation in *Globigerina pachy-*



- derma*(Ehrenberg) in surface sediments of the south-west Pacific Ocean; *Micropaleontology*, v. 14, p. 305-318.
- Kennett, J.P. and Srinivasan, M.S., 1983, Neogene planktonic foraminifera: A phylogenetic atlas; Hutchinson Ross Publishing Co., Stroudsburg, 263p.
- Kennett, J.P. and Thunell, R.C., 1975; Global increase in Quaternary explosive volcanism; *Science*, v. 187, p. 497-503.
- Kerr, R.A., 1983a, Orbital variation-ice age link strengthened; *Science*, v. 219, p. 272-274.
- Kerr, R.A., 1983b, Precisely measuring in past million years; *Science*, v. 221, p. 1041.
- Kerr, R.A., 1984, Carbon dioxide and the control of ice ages; *Science*, v.223, p. 1053-1054.
- Kerr, R.A., 1986a, Mapping orbital effects on climate; *Science*, v. 234, p. 283-284.
- Kerr, R.A., 1986b, Shaping new tools for paleoceanographers; *Science*, v. 234, p. 427-428.
- Kim, B.K., 1965, Appendix 2. Recent foraminifera from the East, South and West Coasts of Korea; In: Kim, B.K.(author), *The Stratigraphic and Paleontologic Studies on the Tertiary of the Pohang Area, Korea*; Seoul National University Journal of Science and Technology Series, v. 15, p. 96-97.

- Kim, J.J., 1970, Recent foraminifera in the Korean Yellow Sea; Report of Marine Geology and Geophysics, Geological Survey of Korea, v. 1, p. 101-119.
- Kim, S.W., 1973, A study on the terraces along the southeastern coast (Bang-eojin-Pohang) of the Korean Peninsula; The Journal of the Geological Society of Korea v. 9, p. 89-121.
- Kim, C.S., Kim, S.W., Cho, K.J., Chang, J.H., Kim, W.S.. and Choi, W.S., 1985, Acoustostratigraphy and facies development of Quaternary sediments in the southeastern Yellow Sea; Korea Institute of Energy and Resources Report 85-28, 32p.
- Kim, B.K., Kim, S.W., and Kim, J.J., 1970, Foraminifera in the bottom sediments off the southwestern coast of Korea; ECAFE Technical Bulletin, v. 3, p. 147-163.
- Kitazato, H., 1978, Distribution of the *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in the Kuril and Japan Basins, and the fluctuation of coiling direction of *G. pachyderma* in the core P109; Cruise Report, Geological Survey of Japan, No. 11, p. 56-59.
- Knudsen, K.L., 1973, Foraminifera from postglacial deposits of the Lundergård area in Vendsyssel, Denmark; Bulletin of the Geological Society of Denmark, v. 22, p. 255-282.

- Knudsen, K.L., 1977, Foraminiferal faunas of the Quaternary Hostrup Clay from northern Jutland, Denmark; *Boreas*, v. 6, p. 229-245.
- Knudsen, K.L., 1982, Foraminifers; In: Olausson, E. (ed.), *The Pleistocene/Holocene Boundary in South-western Sweden; Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, 76(7), NR 794*, Uppsala, p. 148-177.
- Knudsen, K.L., 1984, Foraminiferal stratigraphy in a marine Eemian-Weichselian sequence at Apholm, North Jutland; *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, v. 32, p. 169-180.
- Knudsen, K., 1985, Foraminiferal stratigraphy of Quaternary deposits in the Roar, Skjold and Dan fields, central North Sea; *Boreas*, v. 14, p. 311-324.
- Kuenen, Ph.H., 1950, *Marine Geology*; Wiley, New York, N. Y., 568p.
- Kukla, G.J., 1975, Missing link between Milankovitch and climate; *Nature*, v. 253, p. 600-603.
- Kutzbach, J.E., 1976, The nature of climate and climatic variations; *Quaternary Research*, v. 6, p. 471-480.
- Lankford, R.R., 1959, Distribution and ecology of foraminifera from East Mississippi Delta margin; *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 43, p.

2068-2099.

- Lee, H.J., 1986, Some geotechnical properties of selected sediment cores from the Korean Seas; M.S. thesis. Seoul National University, 140p.
- Li, Y.-H., Teraoka, H., Yang, T.-S., and Chen, J.-S., 1984, The elemental composition of suspended particles from the Yellow and Yangtze Rivers; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 1561-1564.
- Lie, H.-J., 1985, Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea); *Journal of the Oceanological Society of Japan*, v. 41, p. 291-298.
- Lipps, J.H., 1979, Ecology and paleoecology of planktonic foraminifera; In: Lipps, J.H., Berger, W.H., Buzas, M.A., Douglas, R.G., and Ross, C.A. (eds.), *Foraminiferal Ecology and Paleocology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course No. 6, Houston, 1979, p. 62-104.
- Lipps, J.H., 1983, Biotic interactions in benthic foraminifera; In: Tevesz, M.J.S. and McCall, P.L. (eds), *Biotic interactions in Recent and fossil benthic communities*, Plenum Publishing Company, p. 331-376.
- Liu, Z., 1984, Quaternary sea level changes in China; *Acta Oceanologica Sinica*, v. 3, p. 246-253.

- Liu, R. (Liu, J.Y.), Cui, Y., Xu, F., and Tang, Z., 1983, Ecology of macrobenthos of the East China Sea and adjacent waters ; In: Acta Oceanologica Sinica(ed.), Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the continental shelf, with special reference to the East China Sea, April 12-16, 1983, Hangzhou, China, China Ocean Press, Beijing, p. 795-818.
- Maiya, S., Saito, T., and Sato, T., 1976, Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequences; In: Takayanagi, Y. and Saito, T.(eds.), Progress in Micropaleontology, Micropaleontology Press, New York, P. 395-422.
- Manabe, S. and Hahn, D.G., 1977, Simulation of the tropical climate of an Ice Age; Journal of Geophysical Research, v. 82, No. 27, p. 3889-3911.
- Matoba, Y., 1967, Younger Cenozoic foraminiferal assemblages from the Choshi district, Chiba Prefecture; The Science Reports of the Tohoku University, Second Series (Geology), Sendai, Japan, v. 38, p. 221-263.
- Matoba, Y., 1970, Distribution of Recent shallow water foraminifera of Matsushima Bay, Miyagi Prefecture, Northeast Japan; The Science Reports of the Tohoku University, Second Series (Geology), Sendai, Japan, v. 42, p. 1-85.

- McGlasson, R.H., 1959, Foraminiferal biofacies around Santa Catalina Island, California; *Micropaleontology*, v. 5, p. 217-240.
- McGowan, J.A., and Walker, P.W., 1985, Dominance and diversity maintenance in an oceanic ecosystem; *Ecological Monographs*, v. 55, p. 103-118.
- Milankovitch, M., 1920, Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire; Paris: Gauthier-Villars, 339p.
- Milankovitch, M., 1930, Mathematische klimalehre und astronomische theorie des klimaschwankungen; In: Köppen, W. and Geiger, R. (eds.), *Handbuch des Klimatologie*. i(A), 176p.
- Milankovitch, M., 1941, Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem; Belgrade: Académie Royale Serbie Edition spéciale, 133(Section des Sciences Mathematiques et Naturelles, 33), 633p.
- Milliman, J.D., Beardsley, R.C., Yang, Z.-S., and Limeburner, R., 1985a, Modern Huanghe-derived muds on the outer shelf of the East China Sea: Identification and potential transport mechanisms; *Continental Shelf Research*, v. 4, p. 175-188.
- Milliman, J.D. and Meade, R.H., 1983, World-wide delivery of

river sediment to the oceans; *Journal of Geology*,  
v. 91, p. 1-21.

Milliman, J.D., Shen, H.-T., Yang, Z.-S., and Meade, R.H., 1985b,  
Transport and deposition of river sediment in the Chang-  
jiang estuary and adjacent continental shelf; *Continental Shelf Research*, v. 4, p. 37-45.

Mix, A.C. and Ruddiman, W.F., 1985, Structure and timing of the  
Last Deglaciation: Oxygen-isotope evidence; *Quaternary Science Reviews*, v. 4, p. 59-108.

Mörner, N.A., 1976, Eustatic changes during the last 8,000 years  
in view of radiocarbon calibration and new information  
from the Kattegatt region and other northwestern European  
coastal areas; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology*, v. 19, p. 63-85.

Mörner, N.A., 1983, Sea levels; In: Gardner, R. and Scoging, H.  
(eds.), *Mega-Geomorphology*, Oxford University Press, p.  
73-91.

Moore, T.C. Jr., Burckle, L.H., Geitzenauer, K., Luz, B., Molina-  
Cruz, A., Robertson, J.H., Sachs, H., Sancetta, C., Thiede,  
J., Thompson, P., and Wenkam, C., 1980, The reconstruction  
of sea surface temperatures in the Pacific Ocean of 18,000  
B.P.; *Marine Micropaleontology*, v. 5, p. 215-247.

Murray, J.W., 1968, Living foraminifers of lagoons and estuaries

- ; Micropaleontology, v. 14: 435-455.
- Murray, J.W., 1969, Recent foraminifers from the Atlantic continental shelf of United States; Micropaleontology, v. 15, p. 401-419.
- Murray, J.W.; 1970, Foraminifers of the western approaches to the English Channel; Micropaleontology, v. 16, p. 471-485.
- Murray, J.W., 1973, Distribution and ecology of living benthic foraminiferids; Heinemann Educational Books, London, 274p.
- Murray, J.W., 1976a, Comparative studies of living and dead benthic foraminiferal distributions; In: Hedley, R.H., and Adams, C.G.(eds.), Foraminifera, Academic Press, London, v. 2, p. 45-109.
- Murray, J.W., 1976b, A method of determining proximity of marginal seas to an ocean; Marine Geology, v. 22, p. 103-119.
- Murray, J.W., 1984, Benthic foraminifera: Some relationships between ecological observations and palaeoecological interpretations; In: Oertli, H.J.(ed.), Benthos '83; 2nd Int. Symp. on Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), p. 465-469.
- Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B., and Zumbunn, R., 1982, Ice core sample measurements give atmospheric CO<sub>2</sub> content during the past 40,000yr; Nature, v. 295, p. 220-223.



- Nicol, D., 1944, New west American species of the foraminiferal genus *Elphidium*; *Journal of Paleontology*, v. 18, p. 172-185.
- Nigam, R., 1984, Living benthonic foraminifera in a tidal environment: Gulf of Khambhat(India); *Marine Geology*, v. 58, p. 415-425.
- Nigam, R., 1986, Foraminiferal assemblages and their use as indicators of sediment movement: A study in the shelf region off Navapur, India; *Continental Shelf Research*, v. 5, p. 421-430.
- Niino, H. and Emery, K.O., 1961, Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea; *Geological Society of America*, v. 72, p. 731-762.
- Oba, T., 1983, Paleoenvironment of the Japan Sea since the Last Glacial Age; *Monthly Chikyu(The Earth)*, Tokyo, v. 5, p. 37-46(in Japanese).
- Park, Y. A., 1969, Submergence of the Yellow Sea coast of Korea and stratigraphy of the Sinpyeongcheon marsh, Kimje; *The Journal of the Geological Society of Korea*, v. 5, p. 57-66.
- Park, Y.A. and Bloom, A.L., 1984, Holocene sea-level history in the Yellow Sea, Korea; *The Journal of the Geological Society of Korea*, v. 20, p. 189-194.

- Parker, F.L., 1962, Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments; *Micropaleontology*, v. 8, p. 219-254.
- Parker, F.L., 1965, Irregular distributions of planktonic foraminifera and stratigraphic correlation; In: Sears, M. (ed.), *Progress in Oceanography*, Pergamon Press, v. 3, p. 267-272.
- Pearson, R., 1977, Paleoenvironment and human settlement in Japan and Korea; *Science*, v. 197, p. 1239-1246.
- Phleger, F.B., 1960, Ecology and distribution of Recent foraminifera; The Johns Hopkins Press, Baltimore, 297p..
- Pianka, E.R., 1966, Latitudinal gradients in species diversity: A review of concepts; *The American Naturalist*, v. 100, No. 90, p. 33-46.
- Pirazzoli, P.A., 1978, High stands of Holocene sea levels in the northwest Pacific; *Quaternary Research*, v. 10, p. 1-29.
- Pollard, D., 1982, A simple ice sheet model yields realistic 100kyr glacial cycles; *Nature*, v. 296, p. 334-338.
- Polski, W., 1959, Foraminiferal biofacies off the north Asiatic coast; *Journal of Paleontology*, v. 33, p. 569-587.
- Porter, S.C., 1981, Recent glacier variations and volcanic eruptions; *Nature*, v. 291, p. 139-142.
- Qin, Y., and Li, F., 1983, Study of influence of sediment loads discharged from the Huanghe River on sedimentation in

- the Bohai Sea and the Huanghai Sea, In: *Acta Oceanologica Sinica*(ed.), *Proceeding of International Symposium on sedimentation on the continental shelf, with special reference to the East China Sea*, China Ocean Press, Beijing, p. 83-92.
- Rampino, M.R., Self, S., and Fairbridge, W.F., 1979, Can rapid climatic change cause volcanic eruptions?; *Science*, v. 206, p. 826-829.
- Revelle, R., 1982, Carbon dioxide and world climate; *Scientific American*, v. 247, No. 2, p. 33-41.
- Rex, M.A., 1983, Geographic patterns of species diversity in the deep-sea benthos; In: Rowe, G.T.(ed.), *The Sea*, v. 8, John Wiley and Sons, p. 453-472.
- Ruddiman, W.F. and Duplessy, J.-C., 1985, Conference on the Last Deglaciation: Timing and mechanism; *Quaternary Research*, v. 23, p. 1-17.
- Ruddiman, W.F. and McIntyre, A., 1981, The mode and mechanism of the Last Deglaciation: Oceanic evidence; *Quaternary Research*, v. 16, p. 125-134.
- Ruddiman, W.F., Tolderlund, D.S., and Bé, A.W.H., 1970, Foraminiferal evidence of a modern warming of the North Atlantic Ocean; *Deep-Sea Research*, v. 17, p. 141-155.
- Saito, T., Thompson, P.R., and Breger, D., 1981, Systematic

- index of Recent and Pleistocene planktonic foraminifera;  
University of Tokyo Press, 190p.
- Sanders, H.L., 1960, Benthic studies in Buzzards Bay. III. The structure of the soft-bottom community; *Limnology and Oceanography*, v. 5, p. 138-153.
- Sanders, H.L., 1969, Benthic marine diversity and the stability-time hypothesis; In: Woodwell, G.M., and Smith, H.H. (eds.), *Diversity and stability in ecological systems*, Brookhaven Symposia in Biology; No. 22, p. 71-81.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Line, J., and Shuxi, C., 1983, Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere; *Nature*, v. 306, p. 319-322.
- Shepard, F.P., 1954, Nomenclature based on sand-silt-clay ratios ; *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, p. 151-158.
- Shepard, F.P., Curray, J.R., Newman, W.A., Bloom, A.L., Newell, N.D., Tracey, J.I., and Veeh, H.H., 1967, Holocene changes in sea level: Evidence in Micronesia; *Science*, v. 157, p. 542-544.
- Shukla, J. and Mintz, Y., 1982, Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate; *Science*, v. 215, p. 1498-1501.
- Stainforth, R.M., Lamb, J.L., Luterbracher, Hanspeter,

- Beard, J.H., and Jeffords, R.M., 1975, Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms ; The University of Kansas Paleontological Contributions, Art. 62, Lawrence, 425p.
- Stehli, F.G. and Creath, W.B., 1964, Foraminiferal ratios and regional environments; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 48, p. 1810-1827.
- Sternberg, R.W., Larsen, L.H., and Miao, Y.T., 1985, Tidally driven sediment transport on the East China Sea continental shelf; Continental Shelf Research, v. 4, p. 105-120.
- Suk, B.C., 1986a, Depositional environment of Late Quaternary sediments and suspended particulate matter on the southeastern continental shelf, Korea; The Journal of the Geological Society of Korea, v. 22, p. 10-20.
- Suk, B.C., 1986b, Depositional environment of Late Quaternary and Recent sediment on the Korea Strait; 創立 20 周年紀念特別講演· 심포지움 1986 年度 定期總會 및 秋季研究發表會 要約集; 韓國海洋學會, p.16
- Taira, K., 1975a, Temperature variation of the "Kuroshio" and crustal movements in Eastern and Southeastern Asia 7,000 years B.P.; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 17, p. 333-338.
- Taira, K., 1975b, Holocene crustal movements in Taiwan as indi-

- cated by radiocarbon dating of marine fossils and drift-wood; *Tectonophysics*, v. 28, T1-T5.
- Taira, K., 1979, Holocene migrations of the warm-water front and sea-level fluctuations in the northwestern Pacific; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 28, p. 197-204.
- Taira, K., 1980a, Holocene events in Japan; *Palaeo-oceanography, Volcanism and relative sea-level oscillation; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 32, p. 69-77.
- Taira, K., 1980b, Radiocarbon dating of shell middens and Holocene sea-level fluctuations in Japan; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 32, p. 79-87.
- Taira, K., 1980c, Environmental changes in eastern Asia during the past 2000 years: volcanism, tectonism climate, and palaeo-oceanography; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 32, p. 89-97.
- Taira, K., 1981, Holocene tectonism in eastern Asia and geoidal changes; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 36, p. 75-85.
- Taira, K., 1982, The effect of tectonism on the climate of the past 1200 years; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 39, p. 165-169.
- Taira, K., 1983, Accelerated Pacific plate movements and climatic

changes on time-scales of  $10^2$ - $10^3$  years in the Late Quaternary: A synthesis; *Palaeogeography, Palaeoclimatology; Palaeoecology*, v. 44, p. 203-214.

Takayanagi, Y., 1977, "Quaternary paleoenvironment"; *Marine Sciences Monthly*, Tokyo, v. 9, p. 7-13., (in Japanese with English abstract).

Thistle, D., 1983, The stability-time hypothesis as a predictor of diversity in deep-sea softbottom communities: A test; *Deep-Sea Research*, v. 30, p. 267-277.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., and Grootes, P.M., 1986, The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap; *Science*, v. 234, p. 361-364.

Thompson, P.R. and Shackleton, N.J., 1980, North Pacific Palaeoceanography: Late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*; *Nature*, v. 287, p. 829-833.

Trask, P.D., 1939, Organic carbon of recent marine sediments; In: Trask, P.D. (ed.), *Recent Marine Sediments*; American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, p. 428-453.

Tseng, C.K., 1983, Oceanographic factors and seaweed distribution; *Oceanus*, v. 26, No. 4, p. 48-56.

- Uchio, T., 1960, Ecology of living benthonic foraminifera from the San Diego, California, area; Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication, No. 5, 72p.
- Ujiié, H. and Ichikura, M., 1973, Holocene to uppermost Pleistocene planktonic foraminifers in a piston core from off San'in district, Sea of Japan; Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, N. S., No. 91, p. 137-150.
- Van den Heuvel, E.P.J. and Buurman, p., 1974, Possible causes of glaciations; In: Herman, Y.(ed.), Marine geology and oceanography of the Arctic Seas, Springer-Verlag, Berlin, p. 359-378.
- Vorren, T.O., Hald, M., and Thomsen, E., 1984, Quaternary sediments and environments on the Continental shelf off northern Norway; Marine Geology, v. 57, p. 229-257.
- Waller, H.O., 1960, Foraminiferal biofacies off the South China coast; Journal of Paleontology, v. 34, p. 1164-1182.
- Waller, H.O., and Polski, W., 1959, Planktonic foraminifera of the Asiatic shelf; Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, v. 10, p. 123-126.
- Walton, W.R., 1955, Ecology of living benthonic foraminifera, Todos Santos Bay, Baja California; Journal of Paleontology v. 29, p. 952-1018.



- Walton, W.R., 1964, Recent foraminiferal ecology and paleoecology ; In: Imbrie, J. and Newell, N.(eds.), Approaches to Paleoecology, John Wiley and Sons, New York, p. 151-237.
- Wang, P., Min, Q., and Bian, Y., 1985a, Distribution of foraminifera and ostracoda in bottom sediments of the northwestern part of the South Huanghai (Yellow) Sea and its geological significance; In: Wang, P. et al.(eds.), Marine Micropaleontology of China, China Ocean Press, Beijing, p. 93-114.
- Wang, P., Min, Q., Bian, Y., and Cheng, X., 1985b, On micropaleontology and stratigraphy of Quaternary marine transgressions in East China; In: Wang, P. et al.(eds.), Marine Micropaleontology of China, China Ocean Press, Beijing, p. 265-284.
- Wang, P., Min, Q., Bin, Y., and Hua, D., 1985c, Characteristics of foraminiferal and ostracod thanatocoenoses from some Chinese estuaries and their geological significance; In: Wang, P. et al.(eds.), Marine Micropaleontology of China, China Ocean Press, Beijing, p. 229-242.
- Wang, P. and Murray, J.W, 1983, The use of foraminifera as indicators of tidal effects in estuarine deposits; Marine Geology, v. 51, p. 239-250.
- Wang, K., Zhang, Y, Jiang, H., and Han, X., 1986, Palynological assemblages from the Quaternary sediments of the Chang-

- jiang River delta and the age of strata and paleogeography ; *Acta Oceanologica Sinica*, v. 5, p. 257-270.
- Wells, J.T., Park, Y.A., and Choi, J.H., 1984, Storm-induced fine sediment transport, West Coast of Korea; In: Park, Y.A., Pilkey, O.H., and Kim, S.W. (eds.), *Marine Geology and Physical Processes of the Yellow Sea; Proceedings of Korea-U.S. Seminar and Workshop, June 19-23, 1984, Seoul, Korea Institute of Energy and Resources, Seoul, p. 309-313.*
- Werner, F., Park, Y.A., Kim, C.S., and Cho, K.J., 1984, Impact of Quaternary sea-level fluctuations on sediment dynamics in the southeastern Yellow Sea; In: Park, Y.A., Pilkey, O.H., and Kim, S.W. (eds.), *Marine Geology and Physical Processes of the Yellow Sea, Proceedings of Korea-U.S. Seminar and Workshop, June 19-23, 1984, Seoul, Korea, Korea Institute of Energy and Resources, Seoul, p. 314-328.*
- Williams, C.B., 1964, *Patterns in the balance of nature*; Academic Press, London, 324p.
- Williams, J., 1978, A brief comparison of model simulations of glacial period maximum atmospheric circulation; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 25, p. 191-198.
- Yoo, H.R., 1986, Remotely sensed water turbidity pattern on the Korean side of the Yellow Sea; *Ocean Research, The Korea*

- Ocean Research and Development Institute, v. 8, p. 49-55.
- Yuan, Y. and Su, L., 1983, A two-layer circulation model of the East China Sea; In: *Acta Oceanologica Sinica* (ed.), Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf, with special reference to the East China Sea, April 12-16, 1983, Hangzhou, China; China Ocean Press, Beijing, p. 335-345.
- Zhao, X., Geng, X., and Zhang, J., 1982, Sea level changes in Eastern China during the past 20,000 years; *Acta Oceanologica Sinica*, v. 1, p. 248-258.
- Zheng, Q.A. and Klemas, V., 1982, Determination of winter temperature patterns, fronts, and surface currents in the Yellow Sea and East China Sea from satellite imagery; *Remote Sensing of Environment*, v. 12, p. 201-218.
- Zou, H. and Yu, X., 1985, Determination of  $^{210}\text{Pb}$  in marine sediments and its application to geochronology; *Acta Oceanologica Sinica*, v. 4, p. 402-410.