

BSPE 98712-00-1162-7

해저 열수광화작용의 지화학적 연구

A Geochemical Study for the Submarine
Hydrothermal Mineralization

한국해양연구소



제 출 문

한국해양연구소장 귀하

본 보고서를 “해저 열수광화작용의 지화학적 연구” 과제의 제 1 차년도
보고서로 제출합니다.

1999. 3.

총괄연구책임자 : 이 경 용

참 여 연 구 원 : 강정극, 고영탁, 김경홍, 김규중,
김기현, 김동성, 김병록, 김예동,
김현섭, 남상헌, 문재운, 박병권,
박승현, 박정기, 박정희, 박찬영,
손승규, 유인성, 이근창, 이덕기,
이태국, 정희수, 지상범, 최윤지,
한상준, 현정호

연 구 조 원 : 김태희, 오주영, 이미진, 조광식

연구지역인 양해구 지역은 케롤라인판과 태평양판이 필리핀판 아래로 섭입 하면서 발달된 지역으로 북쪽으로 마리아나해구와 접하고 남쪽으로는 필리핀 양해구는 V-형의 가파른 섭입작용 갖는 해구형태를 지니며 퇴적층후는 얇다. 또한, 해구와 접해있으며, 동경 137° 28' ~ 138° 55', 북위 8° 28' ~ 9° 02' 에 위치한다. 양해구는 V-형의 가파른 섭입작용 갖는 해구형태를 지니며 퇴적층후는 얇다. 또한, 양해구와 접해있으며, 동경 137° 28' ~ 138° 55', 북위 8° 28' ~ 9° 02' 에 위치한다.

다중표어, 피스톤코어에 의해 해수, 암석, 퇴적물 시료 및 해수 특성자료가 하였고, 지층탐사를 위한 탄성파탐사도 실시하였다. 또한 CTD, 드레지, 박스코어, 하였다. 해저지형 및 지구조를 파악하기 위하여 EAS00과 Seabeam2000를 이용 물리·화학적 특성 그리고 기만암 및 퇴적물의 지화학적 특성 등을 규명하고자 선정용 위한 자료를 구축하고자 연구지역의 해저지형 및 지구조 특성, 해수의 수행되었다. 해저 광물자원을 개발하기 위한 탐사기를 확보 및 향후 개발후보지 연구관측작용 연구 및 열수광산용 찾기 위한 목적의 탐사가 은누리호를 이용해 북서태평양 양해구지역 연원에서 1998년 8월 21일-28일 동안 한국 최초의 해저

II. 연구개발의 내용 및 결과

해저 열수광산작용의 지화학적 연구

I. 계 분

공 약 공

연구해역의 수온, 염분, 용존산소량, 총무기탄소량, 영양염류 등은 표층에서는 해역별로 뚜렷한 차이를 보이지 않지만, 수직분포도에서는 압열도 해역이 캐롤라인 해역에 비해 상대적으로 복잡한 양상을 나타내고 있다. 즉, 배호해역의 중층수 및 저층수가 캐롤라인 해역보다 다양한 환경의 변화가 있음을 시사한다. 그러나 열수분출작용의 직접적인 뚜렷한 증거는 보이지 않는다.

압해구 배호분지에서 채취된 기반암은 조면암질 현무암, 안산암, 데사이트로 구성되어 있으며, 호상열도 시료의 전형적인 특징을 보여준다. 이처럼 다양한 마그마의 진화 양상으로 판단할 때 과거 마그마의 진화와 분출에서 기원한 열수작용이 있었을 가능성이 크다. 그리고 데사이트로까지 진화한 마그마의 분화를 고려할 때 열수 광상의 형성 가능성은 충분한 것으로 생각된다. 실질적으로 일부시료에서는 열수광상의 특징을 나타내는 세맥상의 황화광물이 산출되기도 한다. 한편, 캐롤라인 지역은 olivine tholeiite 계열의 현무암으로 구성되어 있으며 N-MORB가 혼합되어 형성된 것으로 추측된다.

압해구에서 채취된 피스톤코어 퇴적물을 육안 관찰한 결과 화산활동의 징후로 보이는 층들이 하부 층에서 관찰된다. 그리고 미고생물 연구에 의하면 피스톤코어 전 깊이의 시료는 21만년 이후의 현생퇴적물로 판단된다. 만약 육안으로 관찰된 층들이 화산활동에 의한 것이라면 최근까지 화산활동과 열수작용이 있었음을 지시한다. 또한 본 연구지역에서 채취된 망간각은 전형적인 수성기원 망간각에 비해 빠른 성장속도를 보이므로 열수에 의한 망간각으로의 금속공급 가능성을 암시한다. 그러나 퇴적물 및 망간각의 지화학적 분석에서는 연구지역이 열수작용이 활발하였다는 뚜렷한 증거를 보여주지 않는다.

전체적으로 연구지역에서 현재 열수작용이 있다는 직접적 증거는 포착되지는 않았지만 그 가능성을 배제할 수는 없고 반면에 과거에는 열수 또는 화산작용이 활발했던 것으로 사료된다.

한편, 차후 연구를 위해 기존 연구결과를 정리하여 열수분출공과 냉용수지역의 생물군집에 관해 일반적인 특성을 소개하였다.

SUMMARY

I. Title of the study

A Geochemical Study for the Submarine Hydrothermal Mineralization

II. ABSTRACT

Korea conducted its first ever submarine hydrothermal exploration around the Yap trench located the northwestern Pacific. The focus of the program was to understand the hydrothermal mineralization processes which may serve as a guideline for any future exploration of hydrothermal deposit. The survey was carried out onboard R/V Onnuri which is operated by KORDI between 21-28 August 1998. It consisted of geophysical survey which included seafloor mapping, determination of the sedimentary structure using single- (EA500, Simrad Co.) and multi- (Sea Beam 2000, ODEC Co.) beam echo sounders, shallow sub-bottom profiler (Chirp Bathy-2000, ODEC Co.), and air-gun seismic profiler. Samples of seawater, rocks and sediment were obtained using CTD-Rosset sampler, dredge, and box, multiple- and piston-corer, respectively.

Detailed scientific analyses of the data and samples were carried out both onboard and upon return from the cruise. Based on our analysis geophysical data, it is not clear whether the trench is still subducting into the Philippine plate. The trench represents a classic example in that it has a deep V-shaped trench with a steep subduction angle and thin sedimentary

layer. Seismic profile record shows numerous thrust faults inside the trench which were probably caused by past subduction events. The topmost sedimentary layer deposition structure along the back-arc and Caroline plate area shows evidence of slumping and reworking by turbidity currents since the area inside the trench is rather steep. Collection of additional seismic profiles and improvements in shallow sub-bottom profiling technique may help us to understand the present-day subduction activity. Chemical data and other physical parameters including salinity, temperature, dissolved oxygen, pH, nutrients (nitrate, nitrite, phosphate, silica), and fluorescent organic compounds were also analyzed. However, they do not show clear signs of present-day hydrothermal activity in the study area. Rock samples dredged from the Yap arc area may be classified into trachy basalt, andesite and dacite by their major oxide compositions. In general, the samples show typical Island Arc Basalt characteristics in terms of their incompatible elements chemistry. Although hydrothermal vents or ancient hydrothermal ore minerals were not discovered in this area during our study, diverse volcanic rocks indicate that volcanic and/or hydrothermal activity has probably ceased. Magmatic fractionation of dacite may provide another clue for understanding the formation of hydrothermal ore deposits in the Yap arc region. Dredged samples from the Caroline area are characterized by T-MORB (transitional mid-ocean ridge basalt), implying that basement rocks in this area were the mixture of magmas originated from a hot spot and that the area was the spreading center that constructed the Caroline ridge and Sorol trough, respectively. (unclear and confusing)

The lower part of a sediment core at about 4 meters deep show evidence of hydrothermal and/or volcanic activity with dark or dark grey colors, while upper part is yellow, pale brown, or pale green. Radiolarian assemblages indicate that this core may be as young as less than 210,000 years. However,

chemical composition (major and minor elements, and rare earth elements) of the sediments do not show any evidence of hydrothermal activity during the formation of the lower layer. Although chemical composition of ferromanganese crusts from the study area neither show any clear evidence of hydrothermal activity, we can not exclude the possibility that hydrothermal materials were supplied to the crusts during their formation since Mn-crust of this area has faster growth rate compared to typical hydrogenetic ferromanganese crusts found around seamount in the western Pacific. Ecological and genetic aspects of biological community in hydrothermal vent and cold seep region are were also examined. While it appears that the past volcanic and/or hydrothermal activity probably existed in the past. evidence of present-day hydrothermal activity could not found be during our study.

Contents

Table Captions	17
Figure Captions	19
Chapter 1 Introduction	25
Part 1 Introduction	27
Part 2 General view of the cruise	30
References	32
Chapter 2 Geophysical survey	33
Part 1 Topography of Yap trench area	35
1. Introduction	35
2. Generals of the study area	36
3. Data acquisition and processing	37
4. Survey results	38
References	40
Part 2 Shallow seismic profiling	45
1. Introduction	45
2. 3.5 kHz high-resolution seismic profiler	46
3. Results	47
4. Discussion and conclusion	51
References	53
Part 3 Deep seismic profiling	63
1. Data acquisition using a multichannel seismic profiler	63
2. Data processing	65

3. Discussion on the geology of Yap trench area	70
References	78
Chapter 3 Sea-water chemistry	89
Part 1 Introduction	91
Part 2 Analytical methods	92
1. CTD operation	92
2. Total inorganic carbon (ΣCO_2 , TIC)	93
3. Nutrients	93
4. Fluorescent organic compounds	93
Part 3 Results and Discussion	94
1. Hydrographic characteristics of the study area	94
2. Characteristics of TIC and nutrients distribution	96
3. Characteristics of fluorescent organic compounds distribution	99
Part 4 Further study	101
References	103
Chapter 4 Rocks and sediments geochemistry	133
Part I Geochemical characteristics of basement rocks	135
1. Introduction	135
2. General view of the study area	137
3. Rock sampling and description on board	138
4. Analytical methods	139
5. Results	140
6. Discussion	143
7. Conclusion	148
References	149
Part II Characteristics of bottom sediments	170
1. Introduction	170
2. General characteristics of core sediments	170

3. Microfossils (PC 4)	172
4. Mineralogy and geochemistry (PC 4)	174
5. Manganese crusts	176
6. Discussion	177
References	179
Chapter 5 Special ecosystem in hypothermal vent and cold seep area	197
1. Deep-sea floor and hydrothermal vent	199
2. Finding of cold seep area	200
3. Occurrence of whale bone in deep-sea (4,000 m)	202
4. Hydrothermal fluid circulation in the ridge axis	204
5. Faunal and floral distribution in hydrothermal area	205
6. Special ecosystem in vent area	209
7. Adaptation to the special environment	211
8. Dominant species "Bivalve <i>Calyptrigena</i> sp."	214
9. A flower in hydrothermal area "Vestimentifera"	215
10. Origin of life and hydrothermal activity	219
References	221
Chapter 6 Conclusion	261
Appendix	265
Appendix 1. Meteorological information during the cruise	267
Appendix 2. Time table of the cruise	270

목 차

Table Captions	17
Figure Captions	19
제 1 장 서 언	25
제 1 절 서 론	27
제 2 절 탐사개요	30
참고문헌	32
제 2 장 지구물리 탐사	33
제 1 절 압해구의 해저지형	35
1. 서 론	35
2. 지역개관	36
3. 자료 획득 및 처리	37
4. 탐사결과	38
참고문헌	40
제 2 절 천부지층 탐사	45
1. 서 론	45
2. 3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사기	46
3. 결 과	47
4. 토의 및 결론	51
참고문헌	53
제 3 절 탄성파 자료를 이용한 심부 지질구조 해석	63
1. 다중채널 탄성파 자료획득	63
2. 다중채널 탄성파 자료처리	65

3. 압해구 일대의 해저지질 해석	70
참고문헌	78
제 3 장 해수 특성	89
제 1 절 서론	91
제 2 절 연구항목 및 분석방법	92
1. CTD 운영	92
2. 총 무기탄소량 (ΣCO_2)	93
3. 영양염류	93
4. 형광유기물 분석	93
제 3 절 결과 및 토의	94
1. 연구해역의 수리적 특성	94
2. 총 무기탄소 및 영양염 분포 특성	96
3. 형광유기물 특성	99
제 4 절 앞으로의 연구방향	101
참고문헌	103
제 4 장 기반암 및 퇴적물 특성	133
제 1 절 기반암의 지화학적 특성	135
1. 서론	135
2. 지역개관	137
3. 암석의 채취와 선상 기재	138
4. 연구방법	139
5. 결과	140
6. 고찰	143
7. 결론	148
참고문헌	149
제 2 절 퇴적물 특성	170
1. 서론	170
2. 퇴적물 특성	170

3. 미고생물 특성 (PC 4)	172
4. 퇴적물의 광물 및 지화학적 특성 (PC 4)	174
5. 망간각 특성	176
6. 토 의	177
참고문헌	179
제 5 장 심해저의 특수한 생태계 - 열수분출공 (Hypothermal vent)과	
냉수용출대(Cold seep)의 생물군집 -	197
1. 심해저와 열수분출공 (Hydrothermal vent)	199
2. 냉수용출대 (Cold seep)의 발견	200
3. 심해 (4,000 m)에서의 고래 뼈 발견	202
4. 확대축에 있어서의 열수순환	204
5. 열수지역의 생물분포 및 생물상	205
6. 특이한 열수분출공 생태계	209
7. 특수한 환경으로의 적응	211
8. 우점종 이매패 <i>Calyptogena</i> sp.	214
9. 열수지역의 꽃 <i>Vestimentifera</i>	215
10. 생명의 기원, 열수활동	219
참고문헌	221
제 6 장 결 어	261
Appendix	265
Appendix 1. Meteorological information during the cruise	267
Appendix 2. Cruise time table	270

Table Captions

Table 2-2-1. Acquisition parameters of BATHY-2000P in the KODOS 98-3 Survey,	46
Table 2-3-1. Coordinate and length of seismic survey,	64
Table 2-3-2. Survey equipment and acquisition parameters,	64
Table 3-1. Averaged concentration of nutrients in the study area,	107
Table 4-1-1. Location and description of dredge hauls, cruise KODOS 98-3,	152
Table 4-1-2. Chemical compositions of volcanic rock samples dredged in Yap arc and Caroline area,	156
Table 4-2-1. Radiolarian species in the Yap trench sediment,	181
Table 4-2-2. Chemical composition of samples in PC 4,	182
Table 4-2-3. Correlation matrix for chemical composition of samples in PC 4,	184
Table 4-2-4 Varimax rotated R-mode factor component matrix of 4 factor model for samples in PC 4,	185
Table 4-2-5 Chemical composition of manganese crust distributed in Yap arc area,	186
Table 5-1. Biological communities of vents, seeps and reducing habitats,	229
Table 5-2. Primary sites of hydrothermal vent biological collections,	230
Table 5-3. Names and locations of the known hydrothermal vent invertebrates,	231
Table 5-4. Vagrant taxa observed near hydrothermal vents,	243

Figure Captions

Fig. 2-1-1. Location map of the KODOS 98-3 area, of which the red box indicates the survey area.	42
Fig. 2-1-2. Slope analysis map of Yap trench area.	43
Fig. 2-1-3. Bathymetric map of Yap trench area.	44
Fig. 2-2-1. Bathymetric map and track line of the survey area.	57
Fig. 2-2-2. 3.5 kHz seismic profiles of various echo type. (a) type I, (b) type II, (c) type IIIA, (d) type IIIB, (e) type IV, (f) type V.	58
Fig. 2-2-3. Distribution of echo-facies based on 3.5 kHz high-resolution seismic profiles in the survey area.	59
Fig. 2-2-4. Distribution map of uppermost sedimentary layer of survey area.	60
Fig. 2-2-5. 3.5 kHz seismic profile on the back-arc basin of Yap trench. ...	61
Fig. 2-2-6. 3.5 kHz seismic profile on the western border of Caroline ridge.	62
Fig. 2-3-1. The layout of 12 channel hydrophone streamer and sleeve gun installed on R/V Onnuri.	80
Fig. 2-3-2. Bathymetric map and seismic track line of the KODOS 98-3 survey area.	81
Fig. 2-3-3. Perspective view of bathymetric map and track line of survey area.	81
Fig. 2-3-4. Stacked section of seismic survey area that is divided into 6 partial sections. Solid line indicates an interpreted basement boundary and dashed line indicates a thrust fault.	82
Fig. 2-3-5. The detailed section of 'Yap-1' in Fig. 2-3-4, which is the part of back-arc.	83

Fig. 2-3-6. The detailed section of 'Yap-2' in Fig. 2-3-4, which is the part of the Yap trench and the fore-arc,	84
Fig. 2-3-7. The detailed section of 'Yap-3' in Fig. 2-3-4, which goes through the fore-arc,	85
Fig. 2-3-8. The detailed section of 'Yap-4' in Fig. 2-3-4, which goes through the V-shaped trench,	86
Fig. 2-3-9. The detailed section of 'Yap-5' in Fig. 2-3-4, which goes through the east slope of Yap trench,	87
Fig. 2-3-10. The detailed section of 'Yap-1' in Fig. 2-3-4, which goes through the east slope of Yap trench and Caroline ridge,	88
Fig. 3-1. Transection of sampling positions between 8°58'N and 8°32'N in the study area,	108
Fig. 3-2. Vertical distribution of temperature, salinity and dissolved oxygen in the study area,	109
Fig. 3-3. Vertical distribution of environmental parameters in the study area	118
Fig. 3-4. Vertical contour of total CO ₂ between 8°58'N and 8°32'N in the study area (Unit: mM),	127
Fig. 3-5. Vertical contour of nitrate between 8°58'N and 8°32'N in the study area (Unit: μM),	128
Fig. 3-6. Vertical contour of phosphate between 8°58'N and 8°32'N in the study area (Unit: μM),	129
Fig. 3-7. Vertical contour of silicate between 8°58'N and 8°32'N in the study area (Unit: μM),	130
Fig. 3-8. Vertical profiles of fluorescent organic matter in the study area,	131

Fig. 4-1-1 Photographs of selective rock samples dredged from Yap arc.	159
Fig. 4-1-2 Photographs of selective rock samples dredged from Caroline area,	162
Fig. 4-1-3 The chemical classification and nomenclature of volcanic rocks dredged from Yap arc and Caroline area using the total alkalis versus silica diagram (TAS, after Le Maitre <i>et al.</i> , 1989) Dividing curve between alkaline and subalkaline on this diagram from Irvine and Baragar (1971).	163
Fig. 4-1-4 AFM (Alkali, FeO, MgO) diagram for volcanic rock samples of Yap arc and Caroline area to subdivide into tholeiitic series and calc-alkalic series (dividing curve from Irvine and Baragar, 1971).	164
Fig. 4-1-5. The subdivisions of Yap arc and Caroline area volcanic rock samples using K ₂ O versus SiO ₂ diagram (dividing line from Rickwood, 1989).	165
Fig. 4-1-6 Variation diagram of seven major oxides against MgO for volcanic rock of Yap arc and Caroline area.	166
Fig. 4-1-7 The spider diagram of selected 'incompatible elements' nomalized by N-MORB for volcanic rock samples of Yap arc and Caroline area.	167
Fig. 4-1-8 Chondrite nomalized REEs patterns for volcanic rocks of Yap arc and Caroline area.	168
Fig. 4-1-9 Variation diagram of Nb (Yap Arc) and La (Caroline area) against Magnesium Number for volcanic rock of Yap arc and Caroline area.	169
Fig. 4-2-1. Visual discription of lithology for KODOS 98-3. A) PC 3, B) PC 4	189
Fig. 4-2-2. Pictures of radiolaria.	190



Fig. 4-2-3. Pictures of radiolaria.	192
Fig. 4-2-4. Vertical distributions of elements for samples in PC 4.	194
Fig. 4-2-5. Vertical distribution of R-mode factor score of 4 factor model for samples in PC 4.	195
Fig. 5-1. Distribution of the known hydrothermal vents and cold seep communities.	245
Fig. 5-2. Distribution of major vent sites around the world.	246
Fig. 5-3. Location of margin cold seeps below 500m (field circles) and whales carcasses.	247
Fig. 5-4. Overall composition of the total invertebrate fauna (as listed in Table 5-3) recorded from vents.	248
Fig. 5-5. Frequency (%) of major invertebrate phyla at vents compared to adjacent bare ridgecrest and deep-sea sediments.	249
Fig. 5-6. Representation of the range of invertebrate vent species and genera.	250
Fig. 5-7. Gastropod families with the widest vent distributions. Families known also from the deep sea are not among the most widely distributed families at vents.	251
Fig. 5-8. Overlap of species among sulphide-rich habitats and the seep sea.	252
Fig. 5-9. The intake of hydrogen sulphide by <i>Calyptogenia</i> sp. in sediments.	253
Fig. 5-10. Distribution of vestimentiferan tubeworm genera in vent, seep and other habitats.	254
Fig. 5-11. Summary diagram to illustrate the factors presumed to induce speciation in the hot vent environment.	255
Fig. 5-12. The model of hydrothermal vent and communities in East Pacific Rise.	256

Fig. 5-13. Black smoker in hydrothermal vent,	256
Fig. 5-14. Giant clam <i>Calyptogene</i> sp. colonizing on the sediment and a stone crab <i>Paralomis</i> sp. Scalpellids cover the outcropping rocks, Hydrothermal Vent,	257
Fig. 5-15. Cold-seep communities in Sagami Bay,	257
Fig. 5-16. Overview of the Torishima whale bone animal community (TOWBACK) taken from the tail site,	258
Fig. 5-17. Elongated type of medium-size mussel, <i>Bathymodiolus</i> sp.	258
Fig. 5-18. Large vestimentiferan tube worm protruding gill filaments and obturaculum,	259
Fig. 5-19. The living vestimentiferan tube worm in aquarium in the Japan Marine Science and Technology Center,	259

제 1 장 서 언

제 1 절 서 론

제 2 절 탐사개요

제 1 장 서 언

제 1 절 서 론

우리나라는 주요 광물자원을 거의 전량 해외 수입에 의존하고 있어 사회, 경제의 지속적 발전을 위해서는 장기·안정적 광물자원 확보가 시급하다. 육상 광물자원이 고갈되어감에 따라 해양은 또 다른 광물자원 개발을 위한 각축장으로 변하고 있다. 우리나라도 1994년 태평양 공해상에 망간단괴 개발을 위한 광구를 유엔으로부터 획득하였고, 니켈, 코발트, 구리, 망간 등 주요 금속의 상업적 생산을 목표로 노력을 경주하고 있다. 또한, 최근에는 망간단괴와 함께 심해저 3대 광물자원으로 주목받고 있는 망간각 및 해저열수광상 개발을 시도하여 광물자원 공급원의 다변화 및 해양자원 개발의 투자 효율 증진을 모색하고 있다. 이러한 심해저 3대 광물자원중 하나인 해저 열수광상은 지속적 채광이 가능한 살아 있는 자원으로 호칭되기도 하며, 고품위 금속 (금, 은, 아연, 구리 등) 함량 및 막대한 부존량으로 인해 학계 및 산업계에 높은 관심을 불러일으키고 있다. 해저 열수광상은 좁은 지역에 밀집되어 비해 밀집·분포하므로, 넓은 지역에 평면적으로 분포하는 망간단괴 및 망간각에 비해 탐사하기 어려운 단점이 있는 반면 단위면적당 금속함량이 매우 높은 특성을 갖는다. 한편, 선진국들은 유엔해양법협약의 발효로 해양의 자유이용시대에서 분할-이용 시대로 전환됨에 따라 해저 광물자원을 개발하고자 “해저열수작용에 의한 물질순환 연구”를 적극적으로 추진하고 있다.

1970년대 중반까지 해양과학자들은 해저 지각의 생성과 소멸에 따른 해저 열수작용이 지구 전체의 물질 수지 균형이 유지되도록 물질을 재분배시키며, 인류 산업발전에 필수적인 유용 광물을 특정 장소에 집적시키는 작용을 할 것으로 추측해 왔다. 이러한 추측은 1977년 갈라파고스 해역 (Galapagos, 21°N)에서 심해잠수정 ‘Alvin’에 의해 해저 열수작용 (seafloor hydrothermal activity)의 직접 관찰로 확인되었고, 이후 현재 동태평양해령 (East Pacific Rise, EPR), 서태평양 해역 및 중앙 대서양해령 (Mid Atlantic Ridge, MAR) 등 수많은

지역에서도 열수작용이 발견·보고되었다 (Millero and Sohn, 1992; Hannington *et al.*, 1995). 해저화산활동이 있는 환경은 유용 광물자원인 열수광상 탐사의 표적지인 것은 물론이고, 나아가 지구 생물기원의 신비를 간직한 것으로도 알려져 (Hessler and Kaharl, 1995) 생명 기원 및 생태학적 차원에서도 중요한 학문적 관심 대상이다. 또한 열수 연구의 관심은 열수가 해수의 조성에 미치는 역할, 기후변화에 미치는 해저 열수작용의 역할, 해양 및 대륙 지각의 형성과의 관련성에 이르기까지 매우 광범위한 영역에 걸쳐 있다 (Ridge office, 1998). 즉 심해저 광물자원 개발측면의 중요성은 물론이고 위와 같은 여러 가지 해양과학적 측면의 호기심이 충족되기 위해서는 해저 열수작용의 물질 이동 및 집적 현상 연구는 필수적 과제다.

이러한 배경 하에서 1998년 한국 최초로 해저 열수작용에 관한 실험역 탐사가 시작되었고, 연구의 첫 대상지로서 한국과 지리적으로 가깝고 다른 연구사업과의 연계성 등이 고려된 압해구 (Yap trench) 일대가 선정되었다. 이 지역은 마리아나해구 (Mariana trench)의 남쪽, 팔라우 섬의 북동쪽인 동경 $137^{\circ} 25' \sim 138^{\circ} 55'$, 북위 $8^{\circ} 28' \sim 9^{\circ} 02'$ 에 위치한다. 압해구는 북동쪽으로는 태평양판 (Pacific plate), 서쪽으로는 필리핀판 (Philippine sea plate), 남동쪽으로는 캐롤라인판 (Caroline plate)이 접하는 경계부분에 위치하고 있으며 총 길이가 약 700 km 이다. 탐사지역 중앙을 남남서-북북동으로 압해구가 가로지르고, 남서 방향으로는 팔라우해구 (Palau trench)와 접하고 있으며, 북북동 방향에는 마리아나해구 (Mariana trench)가 위치한다. 한편, 열수작용은 지구조 환경과 밀접한 관련이 있는데, 마그마의 분출과 열수작용이 활발한 곳은 지판이 형성되는 지역인 중앙해령 (Mid-Ocean Ridge, MOR), 지판이 소멸되는 지역인 해구의 상부 지판 (over-riding plate)에 분포하는 호상 열도 (Island arc), 그리고 지판 내부에 분포하며 하부 맨틀에서 기원한 열점 (hot spot)에 의해 마그마가 형성·분출하는 지역 등이다. 압 호상열도는 과거 호상열도 화산 작용이 있었던 지역으로 판단되는데, 이는 탐사 대상인 캐롤라인 지역에는 느린 속도로 확장하는 소롤 트라프 (Sorol trough)와 열점에 의해 형성되었다고 알려진 캐롤라인해령 (Caroline ridge)이 분포 (Perfit and Fonari, 1982)하는데

근거한다. 인접지역인 마리아나 호상열도 (Mariana arc)의 경우 많은 열수작용이 관찰되었으며 유사 환경인 마너스 분지 (Manus basin)의 경우도 열수 작용과 더불어 열수광상이 발견되어 호주의 광업회사들이 광상의 개발을 서두르고 있는 상황이다 (Binns and Scott, 1993). 그러나 압 호상열도 지역은 아직 활발한 연구가 진행되지 않았으며 최근 일본의 해양 과학기술 연구소 (Japan Marine Science and Technology Center, JAMSTEC)에 의하여 종합적인 탐사가 수행되었음에도 불구하고 다른 열수연구 지역에 비해 연구 결과가 매우 미흡하다 (JAMSTEC, 1997).

1998년 해저 열수광상 탐사 (KODOS 98-3)는 우리나라에서 처음 수행된 실험역 탐사로, 연구비 절감을 위해 KODOS 98-3 탐사 전반부에는 망간각 탐사를 수행하였고, 후반부 8일간 (1998년 8월 21일~28일)에 해저열수광상 탐사가 수행되었다. 지형 및 지층구조 규명을 위해 지구물리탐사 장비를 이용한 측선조사가 선행되었으며, 이를 기초하여 시료채취를 위한 정점조사를 수행하였다. 측선조사에서는 단중음향측심기 (EA500) 및 다중음향측심기 (Seabeam2000)를 이용하여 수심 및 해저지형 조사를 수행하였고, 3.5 kHz SBP (Sub-bottom Profiler) 및 Air-gun 탄성파탐사를 이용하여 천부 및 심부 지층구조 조사를 수행하였다. 정점조사에서는 기반암, 퇴적물, 해수 채취 등을 위하여 Dredge, Piston Corer, Box Corer, Multiple Corer, CTD 등을 운영하였다.

획득된 자료 및 시료는 각각 연구실 및 실험실에서 정밀분석하여 해저지형 및 지구조 특성은 2장에 기술하였고, 해수의 물리·화학적 특성은 3장에서 논의하였으며, 기반암 및 퇴적물의 지화학적 특성은 4장에 기재하였다. 또한, 열수작용이 활발한 지역 생태계의 차후 연구를 위해 기존 연구결과를 정리하여 일반적인 특성을 5장에서 소개하였다.

제 2 절 탐사개요

1. 탐사기간

- 1998년 8월 21~8월 28일 (8일)

2. 탐사지역

- 압해구 배호분지 및 카롤라인해령 지역
(북위 8° 30'~9°, 동경 137° 20'~138° 50')

3. 탐사참여인원 및 임무

- 총 18명 (한국해양연구소 12명, 미국립지질조사소 3명,
미국 조오지아대 1명, 한국방송공사 2명)

	성 명	소 속	직 위	탐 사 업 무
1	이 경 용	해양연	책임연구원	탐사팀장 (탐사업무 관리)
2	문 재 운	"	책임연구원	지구물리탐사 분야 운영
3	정 회 수	"	선임연구원	퇴적물 시료 처리
4	박 찬 영	"	선임연구원	MDM 운영
5	김 현 섭	"	연 구 원	SBP 및 EA-500 자료처리
6	손 승 규	"	Post-Dr.	CTD 운영 및 해수분석
7	박 정 기	"	Post-Dr.	Seabeam 자료처리
8	이 근 창	"	기 술 원	시료채취장비 운영
9	박 승 현	"	연 구 원	기반암 시료 처리
10	최 윤 지	"	연 구 원	CTD 운영 및 해수분석
11	남 상 현	"	선임연구원	AirGun Seismic 자료처리
12	이 덕 기	"	Post-Dr.	AirGun Seismic 자료처리
13	김 규 중	"	연 구 원	AirGun Seismic 자료처리
14	유 인 성	"	기 술 원	예인장비 보수유지
15	James Hein	USGS	책임급 해당	광물 및 암석 시료 처리
16	Malia Burrows	"	원급 해당	광물 및 암석 시료 처리
17	Jeniffer Dowling	"	원급 해당	광물 및 암석 시료 처리
18	Raymond Freeman	UGA	책임급 해당	퇴적물 시료 처리
19	정 수 원	KBS	P. D.	탐사활동 취재
20	석 중 철	KBS	카메라맨	탐사활동 취재

4. 탐사선

종합해양조사선 온누리호 (약 1,422톤)

5. 탐사 수행 내역

가. 탐사기간

- 1998년 8월 21~8월 28일 (8일)

나. 탐사지역

- 압해구 배호분지 및 카롤라인해령 지역
(북위 8° 30'~9°, 동경 137° 20'~138° 50')

다. 총항해거리 : 1,460.4 km

- 일반항해 : 371.2 km
- 탐사항해 : 1,089.2 km

라. 지구물리조사 (측선조사)

- 정밀수심조사 : 1,089.2 km
- 광역수심조사 : 736.8 km
- 천부지층조사 : 1,089.2 km
- 심부지층조사 : 146.1 km

마. 시료채취 (정점조사)

- 기반암 채취 (Dredge) : 5 정점에서 수행 4정점에서 시료 채취
- 퇴적물 채취 : 6 정점에서 수행 4정점에서 시료 채취
 - Piston Corer : 2 정점
 - Box Corer : 2 정점 (시료채취 불가, 사질퇴적물 유실)
 - Multiple Corer : 2 정점
- 해수 채취 (CTD) : 9 정점
- 해저면 촬영 (DSC) : 1 정점에 수행하였으나 촬영 불가 (기기 작동이상)

바. 기상조사

- 기상확인 : 8 일 (4시간별 대기온도, 파고, 풍속, 풍향 관측)

참 고 문 헌

- Binns, R.A., and Scott, S.D., 1993, Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea, *Economic Geology*, v.88, 2226-2236.
- Millero, F.J. and M.L. Sohn, 1992. *Chemical Oceanography*. CRC press, 414pp.
- Hannington, M.D., I.R. Jonasson, P.M. Herzig and S. Petersen, 1995. Physical and chemical processes of seafloor mineralization at Mid-Ocean Ridges, In: *Seafloor Hydrothermal system*, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E Thomson, American Geophysical Union, 115-157.
- Hessler, R.R. and V.A. Kaharl, 1995. The deep-sea hydrothermal vent community: An overview, In: *Seafloor Hydrothermal system*, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, 72-84.
- Ridge office, 1998, Draft Ridge Science Plan (1998~2003) www.Ridge.unh.edu.
- Perfit, M.R., D.J. Fonari, 1982. Mineralogy and geochemistry of volcanic and plutonic rocks from the Caroline plate : tectonic implications. *Technophysics*, 87, 279-313.
- JAMSTEC Journal of Deep Sea Research, 1997, No. 8 782p

제 2 장 지구물리 특성

제 1 절 압해구의 해저지형

제 2 절 천부지층 탐사

제 3 절 탄성과 자료를 이용한 심부 지질구조 해석

제 2 장 지구물리 탐사

제 1 절 압해구의 해저지형

1. 서 론

KODOS 98-3 열수광상 탐사지역은 마리아나해구 (Mariana Trench)의 남쪽, 팔라우 섬의 북동쪽인 동경 137° 25' ~ 138° 55', 북위 8° 28' ~ 9° 02' 인 압해구 일대에 위치한다. 압해구는 북동쪽으로는 태평양판 (Pacific Plate), 서쪽으로는 필리핀판 (Philippine Sea Plate), 남동쪽으로는 캐롤라인판 (Caroline Plate)이 접하는 경계부분에 위치하고 있으며 총 길이가 약 700 km 이다 (Fig. 2-1-1). 탐사지역 중앙을 남남서-북북동으로 압해구가 가로지르고 있고, 남서 방향으로는 팔라우해구 (Palau Trench)와 접하고 북북동 방향으로는 마리아나해구 (Mariana Trench)와 접하고 있다. 압해구는 북북동-남남서 방향으로 발달하고 있으며, 지구물리측선은 주로 압해구를 북서서-남동동 방향으로 가로질러 수행하였다.

압해구-호상열도는 캐롤라인지판과 태평양판이 필리핀판 아래로 섭입하면서 발달된 지역으로 마리아나와 팔라우 호상열도와 연결되는 중간지점에 위치한다.

압열도 해구 시스템은 지형학적인 형태구분으로 여섯 개의 영역으로 나누어진다 (Fujioka *et al.*, 1986; Fujioka *et al.*, 1988). 그들은 형태를 압과 마리아나해구의 교차 영역, 북쪽 영역, 북쪽 중앙 영역, 남쪽 중앙 영역, 남서 영역, 그리고 압과 팔라우해구의 교차 영역들로 구분하였다. 이번 열수 조사지역은 남쪽 중앙에 해당된다.

열수광상의 분포는 지형 및 지층 그리고 지질구조 등과 밀접한 관련이 있으며 열수광상 탐사에서 지형조사의 목적은 여러 조사의 기초자료가 되는 지형자료의 획득에 있다.

2. 지역 개관

태평양판과 남쪽으로 경계를 가지는 캐롤라인판이 서쪽으로 이동하면서 필리핀 해양판과 충돌 및 섭입하는 판의 경계부부분에 압해구를 비롯하여 북쪽으로 마리아나해구, 남쪽으로 팔라우해구와 그 하부에 아이유해구 (Ayu Trough) 등이 분포한다 (Fig. 2-1-1). Weissel 과 Anderson (1978)에 의하면 아이유해구를 제외한 나머지 해구들, 마리아나해구, 압해구, 팔라우해구는 태평양판 및 캐롤라인판이 필리핀 해양판에 섭입하는 지역이지만, 아이유해구는 해양판이 확장하는 경계라고 추정했다 (Fujiwara *et al.*, 1995). 필리핀 해양판을 팔라우-큐슈해령 (Palau-Kyushu ridge)을 경계로 다시 서필리핀 해양지역 (West Philippine Sea Province)과 동필리핀 해양지역 (East Philippine Sea Province)으로 나누는데, 아이유해구를 제외한 나머지 해구는 동필리핀 해양지역과의 경계에 속하고, 아이유해구만 서필리핀 해양지역과의 경계에 속한다 (Haston *et al.*, 1988). Fujiwara 등 (1995)에 의하면 아이유해구의 지형적 특징은 중앙해령의 느린 확장에 의한 형태와 유사하고, 해구 축 (trough axis)으로부터의 거리에 따른 퇴적층의 두께분포 및 추정된 암석의 연령을 비교한 결과 아이유해구는 주변의 해구와는 달리 판의 확장경계 (spreading boundary)에 해당된다고 추정하였다.

연구지역 북쪽에 위치하는 마리아나해구의 전호분지에 대한 지구물리탐사에서 복잡한 지각구조를 보인다고 보고된 바 있다 (Johnson, 1991). 마리아나해구의 전호분지 퇴적층의 두께가 1 km까지 분포하고, 해구의 내벽은 화성암이 우세하게 노출되어 있다 (Hussong and Uyeda, 1981; Mrozowski *et al.*, 1981). 이와 달리 압해구의 전호분지는 퇴적층의 발달이 미비하며, 변성작용을 받은 반려암 (meta-gabbro)과 감람암 (peridotite)을 포함하는 사문암류 (serpentine flow)로 구성되어 있다 (Fusioka *et al.*, 1996). 태평양판운동의 변화로 마리아나 해구에서 현재와 유사하게 섭입작용을 시작한 시기는 약 44-45 Ma라고 추정된다 (Clague and Jarrard, 1973; Haston *et al.*, 1988). 서필리핀 분지 (West Philippine Basin)의 지각연령을 고려하여 필리핀판과 태평양판의 경계부분에 전호분지의 형성을 위해

전호분지에 고립될 수 있는 해양판의 연령은 56 Ma이하라고 추정된다 (Hilde and Lee, 1984). 압해구에서는 20 Ma경에 캐롤라인해령과 충돌하면서 이와 동시에 압해구의 섭입작용이 정지했다고 보는 학자도 있다 (Hawkins and Batiza, 1977; McCabe and Uyeda, 1983). 이에 대한 증거로는 판의 섭입과 함께 관측되는 심발지진면이 보이지 않았고, 또한 현재 화산활동이 관측되지 않았으며, 압섬은 변성암으로 구성되어 있기 때문이라고 하였다. 그러나 압섬 주변해역에서 10 Ma의 연령을 지닌 화산암 (Crawford *et al.*, 1986) 및 제 4 기 화산활동에 의해 열수변성을 받은 암석 (Fujioka *et al.*, 1986)의 채집, 지각열류량의 차이, 중력이상 및 배호분지의 지진활동 (Sato *et al.*, 1997) 등의 증거는 20 Ma 이후에 섭입작용이 발생한 것을 뒷받침하고 있다.

3. 자료획득 및 처리

해저지형은 정밀음향측심기 (echo sounding)인 노르웨이 Simrad사의 EA-500과 다중빔음향측심기 (multi-beam echosounder)인 미국 SeaBeam Instrument Inc.의 SeaBeam2000을 이용하여 자료를 획득하였다.

정밀수심측정기인 Simrad EA-500은 12 kHz 및 33 kHz의 공진주파수를 갖는 두개의 transducer를 이용하여 조사선 향로의 수심 및 천부지층에 대한 정보를 제공한다. 이 장비의 작동 범위는 12 kHz에서 10,000 m이며, 해상도 (resolution)는 12 kHz에서 40 cm, 33 kHz에서 10 cm 이다. 본 탐사에서는 12 kHz의 주파수를 사용하였으며, 음파 발신 간격은 10초로 하여 자료를 취득하였다.

다중빔 음향측심기인 SeaBeam2000의 송신기는 프로젝터 28개, 수신기는 84개로 구성되어 있으며, 송신부의 배열은 선수-선미 방향, 수신부는 좌우현 방향으로 조사선 하부에서 서로 수직하게 장착되어 있다. 좌현 및 우현의 최대 주사거리는 각각 약 7,930 m 와 7,950 m이고, 이용 주파수 대역은 12 kHz 이며, 2° 간격 46개 수신채널 92° 의 측심각을 가지고 있으며, 대략 수심 10,000 m 깊이까지 조사할 수 있는 장비이다. 그리고 음파 발신 간격은 대략 평균 5,000 m인 수심을 고려하여 20~22초 사이로 조정되었다.

탐사 기간동안 획득한 원시지형자료 중 광역지형자료는 TK-50 magnetic cartridge를 이용하여 기록·저장 후 2차 후처리를 위해 연구소가 보유하고 있는 Micro Vax 3200에 자료를 입력하였다. 그리고 근거리 통신망을 이용하여 마이크로 컴퓨터에 자료를 기록·저장 후 자체 제작한 프로그램을 이용하여 최대해상도 (nod 간격 125m 정도)의 자료를 추출하여 지형도를 제작하였다.

4. 탐사 결과

일반적인 열도-해구 지형에서 해구축과 호상열도까지의 거리가 100 km 이상 되는데 반해 이 지역은 50 km 이하밖에 되지 않는 특성을 갖는다. McCabe & Uyeda (1983)는 캐롤라인해령의 충돌이 압 호상열도의 화산활동을 중지시켰고 해구-호상열도까지의 거리를 단축시켰다고 설명하였다.

한편 압섬 주변해역에서 10 Ma의 연령을 가지는 화산암이 채집되었고 (Crawford *et al.*, 1986), 압 배호분지 (back-arc basin)의 지각열류량이 약간 높다는 점, 해구에 큰 중력이상 (Nagihara *et al.*, 1989)이 있는 것, 열도쪽 지각내의 지진활동 (Sato *et al.*, 1997) 등의 관측사실은 20 Ma 이후에 침강이 일어난 것을 나타낸다.

마리아나해구와 압해구가 만나는 점으로부터 북쪽으로 뻗어있는 계곡의 지형에 관해서 Nishiyama 등 (1986)은 반사법 지진탐사의 결과에 의거해 마리아나 호가 압호의 밑으로 침강하고 있다고 보고하였다. 해구의 바다쪽 사면의 경사가 높은 것은 판이 구부러짐에 의해 형성된 것이 아니고, 캐롤라인해령과 만나고 있기 때문인 것으로 보고되었다. 반사법 지진탐사 기록에 의하면, 변형대 (transform)인 해구축 근처의 급경사면도 캐롤라인해령이 압해구와 만났을 즈음에 정단층운동에 의해 붕괴된 것으로 보고되었다. V자 형태의 압해구에는 해구의 바닥에 퇴적물이 거의 없기 때문에 사면의 경사변화는 부가대의 형성 때문이라고 생각하기는 어렵고, 지각단면이 노출되었기 때문인 것으로도 추측된다 (Fujiwara *et al.*, 1997).

압해구의 현재에 걸친 침강활동에 관해서는 해구 바다 쪽의 정단층 기원이라고 생각되는 해저지형, 깊은 수심, 해구바닥 대부분에 퇴적물이 없는 점등의 특징

때문에 압해구가 현재도 활동 중이라는 설을 지지한다. 판의 침강에 의해 해양지각은 미끄러져 들어가기 때문에 깊은 수심이 유지되고, 퇴적물은 지구 심부에서 소비되었다고 생각되어지기 때문이다. 그렇지만 해구에 걸쳐있는 중력이상 값은 다른 활동적인 해구에 비해 다소 적다 (Fujiwara *et al.*, 1996). 이것은 판의 침강 때문에 해양지각이 미끄러져 들어가는 힘이 없거나 또는 다른 활동적인 해구에 비해 그 힘이 적은 것을 의미하기도 한다.

기존 연구에서 압해구는 8° 20' 을 경계로 북부와 남부의 지형적 특징이 달리 나타나는 것으로 보고되고 있다. 북부는 해구축에 따라 해구바닥의 수심변화가 크고, 해구의 주향은 해구의 깊이를 변곡점으로 하여 변화한다. 이에 비해 남부는 해구축에 따라 해구저의 수심변화가 적고 또한 그 변동주기도 짧다.

북부지역에 해당하는 본 연구지역 중 배호분지 (back-arc basin)에서는 경사도 5도 미만의 완만한 해저 평원을 이루고 있고 압해령에서는 15도 정도의 경사를 나타낸다. 전호분지 (fore-arc basin)쪽에서는 30도 정도의 높은 경사를 보이는 급격한 사면을 이루고 있고, 압해구를 지나 캐롤라인해령 쪽으로 중간에 불룩하게 솟은 곳에서 대략 30도 정도의 높은 경사를 보인다 (Fig. 2-1-2). 이것은 태평양판의 원래 지형이 불룩하게 솟은 부분이 필리핀판 밑으로 섭입하는 도중에 이 부분이 걸려 섭입작용이 중지한 것이 아닌가 사료된다.

수심의 분포는 해구부분이 최대 8,600 m정도이고, 전호분지 (fore-arc basin)로 연결되는 부분에 최소 1,000 m 안팎까지로 수심의 변화 폭이 크며, 약 3,000 m~4,000 m의 배호분지 (back-arc basin)로 연결이 되고 있다. 또한, 동쪽으로는 수심 2,000 m안팎의 캐롤라인해령 (Caroline ridge)이 분포한다 (Fig. 2-1-3).

이상으로 획득된 광역지형자료에서 확인할 수 있는 것은 V자형태의 퇴적층이 별로 존재하지 않는 전형적인 해구지형이라는 것을 알 수 있다.

참 고 문 헌

- Crawford, A.J., L. Beccaluva, G. Serri, and J. Dostal, 1986. Petrology, geochemistry and tectonic implications of volcanics dredged from the intersection of the Yap and Mariana trenches. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90 : 265-280.
- Fujioka, K., K. Kobayashi, T. Fujiwara, H. Kitazato, Y. Iwabuchi, C. Tamura, K. Omori, K. Kato, M. Ariyoshi, and T. Koderu, 1996. Tectonics of Southern Tip of the Philippine Sea-Results of SOUTHERNCROSS'95 Cruise-. *Jamstec J. Deep Sea Res.*, 12: 275-290.
- Fujioka, K., T. Furuta, G. Kimura, K. Kodama, K. Koga, S. Kuramoto, H. Matsugi, T. Seno, A. Takeuchi, M. Watanabe, and S. Yamamoto, 1986. Sediments and rocks in and around the Palau and Yap trenches. In : Y. Tomoda (ed.), *Preliminary Rep. of Hakuho-MarU Cruise KH86-1*. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo: 38-148.
- Fujiwara, T., K. Fujioka, K. Kobayashi, K. Tamaki, H. Fujimoto, C. Tamura, J. Segawa, Y. Iwabuchi, and A. Nishiyama, 1996. Geophysical Mapping of the Southern Boundary of the Philippine Sea Plate. *EOS Trans., Am. Geophys. Union*, 77-46, 704.
- Fujiwara, T., C. Tamura, K. Fujioka, and K. Kobayashi, 1997. Detailed Morphology of the Yap Trench. *Jamstec J. Deep sea Res.*, 13 : 203-218.
- Hawkins, J. and R. Batiza, 1977. Metamorphic rocks of the Yap arc-trench system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37 : 216-229.
- McCabe, R. and S. Uyeda, 1983. Hypothetical model for the bending of the Mariana Arc. In: D.E. Hayes(ed.), *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands*, Pt. 2. Am. Geophys. Union, Washington, D.C.: 281-293

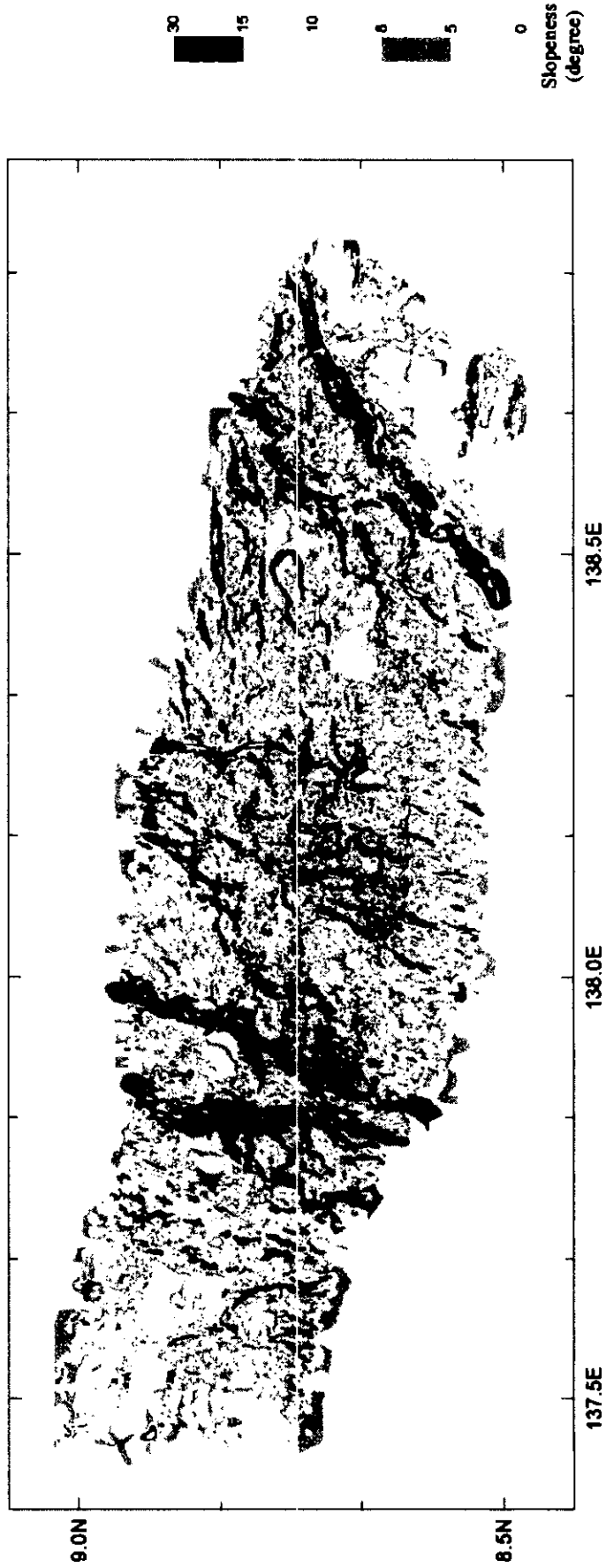


Fig. 2-1-2. Slope analysis map of Yap trench area.

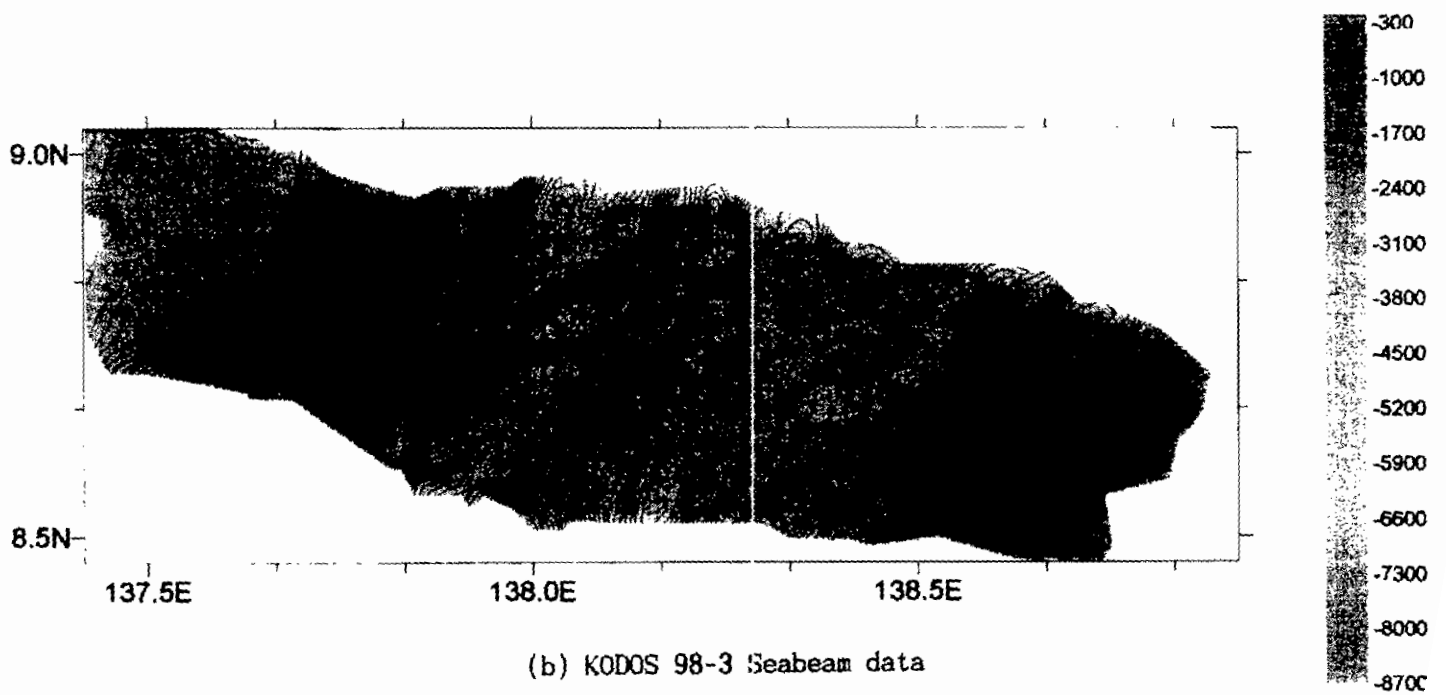
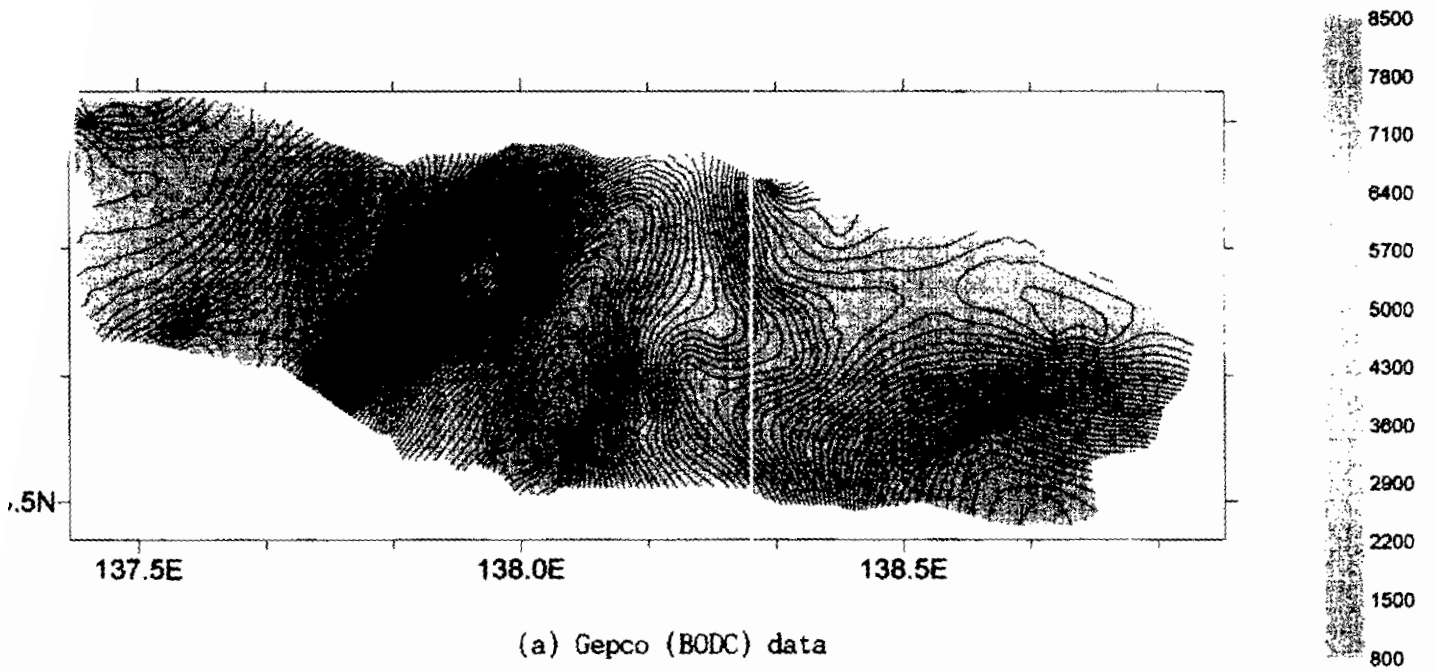


Fig. 2-1-3. Bathymetric map of Yap trench area.

제 2 절 천부지층 탐사

1. 서 론

KODOS 98-3 열수 탐사에서는 압해구 지역의 해저면 지층상황에 대한 종합적인 지구물리 탐사를 수행하였다. 이를 위해 3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사기 (3.5 kHz High-Resolution Seismic Profiler)를 이용하여 최상부퇴적층의 두께분포를 추정하였고, Multi-beam side scan sonar인 Seabeam 2000과 EA500 음향측심기를 이용하여 얻은 지형자료와 수심자료도 병행하여 이용하였다. 또한, 고분해능 탄성파탐사로 획득한 아날로그 자료와 디지털 자료를 이용하여 상부퇴적층을 음파의 형태 (echo-type)에 따라 6가지로 나누어 퇴적환경을 추정하였다.

그리고, 음향탐사 자료와 실제 채취된 시료와의 상관성을 확인할 목적으로 탐사지역의 퇴적물 및 암석의 광물학적, 광상학적 분석을 수행하기 위해 박스 코어 (box core), 멀티플 코어 (multiple core), 피스톤 코어 (piston core), 그리고 드렛지 (dredge) 등의 시료채취작업도 병행하였다. 박스 코어에 의한 시료채취는 성공하지 못하여, 이에 대신하여 멀티플코어러에 의한 시료채취가 시도되었다. 멀티플 코어로 얻은 퇴적물은 지하 1 m 이하의 천부에 국한되었으며, 피스톤 코아로는 각각 2 m, 3.5 m 정도 깊이의 퇴적물자료를 얻었다.

수심의 분포는 해구부분이 최대 8,600 m정도이고, 전호분지 (fore-arc basin)로 연결되는 부분에 최소 1,000 m 안팎까지로 수심의 변화폭이 크며, 약 3,000 m~4,000 m의 배호분지 (back-arc basin)로 연결이 되고 있다. 또한, 북동쪽으로는 수심 2,000 m안팎의 캐롤라인해령 (Caroline ridge)이 분포한다 (Fig. 2-2-1).

탐사시 항해속도는 탐사기간의 제한 때문에 평균 10 knot/hr로 유지되어 탐사기록에 영향을 주었다. 그리고, 최상부퇴적층의 두께를 계산하기 위해 수층의 음파속도를 1500 m/s로 설정하였다.

2. 3.5kHz 고분해능 탄성파탐사기 (3.5kHz High Resolution Seismic Profile)

KODOS 98-3 열수 탐사기간 중 천부지층탐사에 사용된 장비는 R/V Onnuri호에 장착된 Ocean Data Equipment Corporation의 BATHY-2000P이다. KODOS 98-3 열수 탐사시 사용된 BATHY-2000P의 획득변수 설정치가 Table 2-2-1에 요약되어 있다. 음원의 중심주파수는 3.5 kHz이며, 획득신호의 신호대 잡음비(S/N)를 향상시키는 chirp방식의 주파수 변조 형태의 음원발생장치를 사용하였다. 음원 발생 간격은 10초 (0.1Hz)이며, 음원의 길이는 50msec이다. 수신된 반사신호는 디지털 자료와 아날로그 자료를 함께 얻었다. 탐사지 항해 속도는 평균 10 knot이었으며, Multi-beam side scan sonar인 Seabeam 2000과 EA500 음향측심기를 이용한 해저지형탐사가 동시에 수행되었다. 또한, 저주파 음원을 갖는 탄성파 탐사도 병행되었다. 수신된 신호는 정합필터 (matched filter)를 통해 잡음을 최소화하고 최적의 신호를 이용하여 매우 향상된 지층단면도를 획득하도록 하였다 (Schock *et al.*, 1989).

Table 2-2-1. Acquisition parameters of BATHY-2000P in the KODOS 98-3 Survey

Transmit mode	Receiver mode
- Operational mode: FM (Chirp)	- Gain: 36 dB (fixed gain)
- Power level: 0dB (Full Power)	0.4dB/m (time variant gain)
- Frequency: 3.5 kHz	- Bottom detect: Peak or First
- Transmit mode: Single ping	- Sound speed: 1500m/s
- Pulse rate: 0.1 Hz	Display mode
- Pulse length: 50 ms	- Depth range: 500 m
- Pulse window: Hamming	- Phase: Manual
- Sync source: Internal	Hardcopy: EPC 9802 thermal recorder
Data storage: Bottom-100meter, SFG-Y format	

3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사는 해저면 하부 약 100m내외의 천부퇴적층에 대한 고분해능 탄성파영상을 얻기 위해 실시하며, 이를 통해 천부지층의 분류, 구조, 분포상황, 두께 및 변형양상 등의 정보를 얻을 수 있다. 해저면은 퇴적물 혹은 노출된 암반으로 구성되어 있으며, 이들은 지역에 따라 서로 다른 물성을 갖는다. 따라서 지역적으로 각기 다른 음향반응을 이용하여 천부지층의 특징에 대한 정보를 얻을 수 있다.

3. 결 과

가. 음파의 타입 (Echo-type)

지금까지 3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사를 통해 얻은 천부지층의 형태를 음파의 타입별로 구분하여 퇴적환경과 퇴적층에 대한 해석이 많이 시도되었다 (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1975, 1980; Damuth *et al.*, 1983; Von Rad and Tahir, 1997; Kuhn and Weber, 1993; Dowdeswell *et al.*, 1997; Chough *et al.*, 1997). 하지만, 대부분이 대륙붕과 대륙사면 등의 육원성 퇴적층 (terrigenous sediment layer)이 발달한 비교적 육지와 근접한 천해지역에 대한 연구가 대부분이었다. 심해연구지역은 원양성 퇴적물 (pelagic sediment) 및 반원양성 퇴적물 (hemipelagic sediment)과 화산기원의 퇴적물이 우세하게 분포하고, 탄산염보상심도 (Carbonate Compensate Depth, CCD)의 영향을 받아 석회질 연니의 분포가 제한되고, 규산질 연니 등도 폭넓게 분포한다.

KODOS 98-3 열수탐사지역에서 3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사를 통해 얻은 저층 음파 (Bottom echoes)의 특성에 따라 6가지의 음파 타입으로 구분하여 지질환경 해석을 시도하였다.

타입 I은 강하고 연속적인 표면반사파가 존재하고, 투과깊이가 낮으며 그 하부반사층이 존재하지 않는 타입이다 (Fig. 2-2-2a). 주로 저층해류 (bottom current)에 의한 침식작용으로 퇴적물들이 쓸려가서 기반암이 노출된 형태를

타입 IIIA는 강한 표면반사파가 존재하고, 상부에 층의 구별이 없거나 불연속적인 내부반사층이 존재하는 타입으로 반사파가 널리 산란되어 (diffused) 연장되고, 하부로 갈수록 음파의 진폭이 약해져 투명층에 가깝게 보이고, 하부층과의 경계가 명확치 않다 (Fig. 2-2-2c). 주로 경사가 급한 면에 분포하고, 타입 III나 타입 IV와 연결되어 분포하기도 한다. 이는 침식작용이 일어난 후 해저경계층 (benthic boundary layer) 사이에 열염류에 의한 흐름 (thermo haline-induced currents), 즉 등고분 (contour current)에 의해 재퇴적된 형태이다 (Dauth et al., 1983). 이러한 저층해빙은 부유성 퇴적물의 퇴적 (sediment-drift deposits), 규칙적으로 이동하거나 (regular migrating) 이동하지 않는 (non-migrating) 퇴적물의 흐름 (sediment wave), 침식작용에 의해 생성된 물 (furrows)를 포함하여 침식·퇴적의 반복적인 형태를 띤다 (Dauth, 1980; Flood, 1980). 타입 IIIA는 주로 연구지역 대부분에 폭넓게 분포하므로, 등고분나 저층해빙의 작용이 상세하게 진행되었음을 추정할 수 있다 (Fig. 2-2-3). 캐롤라인

(chapter 4-2, this volume).

타입 II는 강한 연속적인 표면반사파가 존재하고, 하부에 표면반사파와 평행하고 연장성이 좋은 내부반사층이 하나 이상 존재하는 타입이다 (Fig. 2-2-2b). 해저층의 주변에 경사가 완만하거나 평평한 지역에 주로 10 ~ 30 미터도의 두께로 분포한다. 또한, 타입 II는 하부의 음파를 투명층 상부에 내부반사파가 존재하지 않는 음파투명층만이 존재하는 형태를 띠기도 한다. 이때, 최상부퇴적층은 고화가 된 층으로 추정할 수 있다. 주로 지형의 경사가 완만하거나 평평한 곳에 평행하게 분포한다. 주로 양 배호분지에 발달하고, 캐롤라인 지역에 소규모로 분포한다 (Fig. 2-2-3). 양 배호분지의 피스톤 코어, 멀티플 코어에 의하면 주로 석회질 연니 (calcareous ooze)로 구성되어 있고, 드래지기에 의해 획득된 표층의 암석에는 연수기원의 마간산화물, 변질된 화산암과 현무암, 유공충 석회암, 부식 등이 산출되었다. 또한, 화산쇄 사암과 이암이 층리를 이루며 분포하기도 한다

작은 해저층에 국부적으로 분포한다 (Fig. 2-2-3).

추정된다 (Dauth, 1975; Kuhn, 1993). 양 배호분지와 캐롤라인 지역의 규모가 띠거나 음파에너지의 뛰어난 반사면층 지닌 고화된 적은 퇴적층에 의한 것으로

지역에 분포하는 타입 IIIA에서의 멀티플 코아는 규산질 연니 (siliceous ooze)가 우세하게 산출되었고, 압 배호분지에 분포하는 타입 IIIA에서의 드렛지에서 획득된 암석은 안산암, 각력암, 부석, 초염기성암 등 다양한 암석이 산출되었다 (chapter 4-2, this volume).

타입 IIIB은 타입 IIIA와 비슷한 형태를 띠지만, 강한 표면반사파 하부에 불연속적이고 소규모의 내부반사파가 강하게 산란되고, 불연속적이며 일관되지 않게 분포하는 형태를 띠는 타입이다 (Fig. 2-2-2d). 또한, 강한 내부반사파가 불규칙적이고 작은 포물선 (hyperbola)형태로 연장되는 특징이 있다. 이 타입은 경사가 급한 지역에서 완만한 지역으로 급변하는 지역에 대부분 존재하며, 이를 암설류 (debris flow)의 결과로 퇴적된 형태로 추정된다. 압 전호분지와 배호분지의 경사지역에 소규모로 분포하고, 캐롤라인 지역에 큰 규모로 분포한다 (Fig. 2-2-3). 여러 암석들이 혼합되어 분포될 것으로 추정된다.

타입 IV는 약한 표면반사파가 존재하고, 하부에 연속적인 내부반사층이 존재하지 않는 형태로 반사층이 존재하더라도 연속성이 나쁘고, 약한 반사파가 산만하게 널리 흩어져 깊이 연장되어 나타난다 (Fig. 2-2-2e). 하부층과의 연결성이 없고, 거친 표면을 보이기도 하며 내부에 약한 회절파 (diffraction)가 나타나기도 한다. 주로 압해구처럼 경사가 심한 지역이나 굴곡이 심한 지역에 분포한다. 하지만, 경사가 심한 지역에서 획득된 고분해능 탄성파자료로는 지하 100 m에 훨씬 못 미치는 깊이의 자료만을 얻으므로 이것만으로 타입 IV를 해석하기는 어려움이 있다. 대륙붕 주변에서는 타입 IV를 육원성 퇴적물이 저탁류 (turbidity current)에 의해 퇴적된 층으로, 조립질의 퇴적물에 의해 반사파가 산란되어 나타나는 것으로 해석하기도 한다 (Chough *et al.*, 1997). 본 연구지역은 심해의 판 경계지역이므로 육원성 조립질 쇄설물보다는 화산쇄설물들이 강한 등고류에 의해 퇴적된 형태로 추정하거나, 경사가 심한 지역에서는 표층반사파의 산란, 깊은 수심 등에 의해 감쇄되어 약하게 나타난 형태로 해석할 수 있다. 심한 경사면에서 강한 표면반사파가 가끔 타입 IV와 연결되어 나타나기도 하고, 타입 I이나 타입 IIIA와 비슷한 형태를 띤다 (Fig. 2-2-3).

타입 V는 크고 작은 포물선이 규칙적인, 또는 불규칙적인 형태로 연결되어

나타나는데, 이는 강한 저층해류에 의해 침식되어 불규칙한 표면을 갖게 됨으로 생성된 형태로 해석된다 (Fig. 2-2-2f) (Nardin *et al.*, 1979; Damuth and Embley, 1981; Chough *et al.*, 1985). 타입 V는 지형의 기복이 심한 지역이나 강한 저층해류에 의해 침식작용이 발생하여 침식작용으로 입자가 작은 퇴적물이 제거되어 표면이 거친 지역 등에 나타난다 (Kuhn, 1993). 그리고, 배의 속도도 영향을 주어 빠른 속도로 지형의 기복이 심한 지역이나 경사가 심한 지역의 탐사시 회절작용이 발생할 수 있다. 압 전호분지와 캐롤라인 지역에 주로 분포한다 (Fig. 2-2-3). 캐롤라인 지역에서 드렛지에 의해 획득된 암석은 현무암이 가장 우세하게 산출되었고, 각력암, 석회암 등도 산출되었다 (chapter 4-2, this volume).

나. 최상부 퇴적층 분포 특성

탐사에 사용된 3.5 kHz 고분해능 탄성파 탐사기는 해저면으로부터 지하 100 m까지의 천부퇴적층의 반사파자료를 얻기 때문에 그 이하의 지층구조는 저주파를 음원으로 갖는 탄성파탐사에 의존해야 한다. 3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사기록에 의하면 압해구의 전호분지는 상부퇴적층의 발달이 미비하다. Fujiwara 등 (1995)은 해구의 지형적 특징에 따라 퇴적층의 두께를 정성적으로 추정하였는데, 해구의 형태가 평평한 바닥의 U-자 형태를 지니면 두꺼운 퇴적층이 발달하고, V-자 형태의 계곡을 이루면 퇴적층이 적음을 시사했다. 압해구의 지형은 V-자 형태의 좁고 가파른 특징을 지니므로 퇴적층의 발달이 미비할 가능성이 크다고 볼 수 있다. 또한, 해구의 동쪽부근이 정단층 기원이라고 여겨지는 해저지형, 깊은 수심, 해구저면에 퇴적물이 미비한 특징 등에 의해 이 해구가 현재에도 활동중이라는 사실을 시사한다 (Fujiwara *et al.*, 1997).

KODOS 98-3 열수탐사는 압해구부근에 대한 최상부퇴적층의 분포양상을 파악하기 위해 아날로그 자료를 이용하여 최상부퇴적층 분포도를 작성하였다. 압해구부분에는 최상부퇴적층이 발달이 미비하고, 배호분지에 발달하고 있고, 압해구에서 캐롤라인 지역으로 연결되는 지역에 국부적으로 최상부퇴적층이 발달한다 (Fig. 2-2-4). 해구지역에서는 수심이 깊고, 경사가 급하므로 반사파의 감쇄와 산란이 발생하여 자료의 상태가 좋은 편은 아니다.

Fig. 2-2-5는 배호분지의 3.5 kHz 고분해능 탄성파 단면을 나타낸 것으로, 층리가 발달한 층이 최상부에 발달하고 있다. 그리고, 기반암이 관입한 후 저탁류에 의해 상부에 퇴적된 층과 경사면이 급한 지역에서는 중력작용에 의한 재퇴적된 형태 즉, 슬럼프핑 (slumping)이나 슬라이드 (slide), 암설류 등의 형태로 형성된 층도 관찰된다. Fig. 2-2-6은 압해구의 동쪽으로 캐롤라인 지역으로 연결되는 부분으로, 퇴적층의 발달이 미비하다. 이 부분의 수심은 2,100 m에서 2,400 m까지로 수심의 변화는 적고, 국부적으로 슬럼프핑이나 저탁류에 의해 퇴적된 층이 보인다.

3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사는 주로 최상부 100 m내의 지층 해석을 위해 사용되고 있고, 본 탐사에서는 아날로그 자료 및 디지털 자료를 획득하였다. 그 중 디지털 자료는 감지된 표면반사파로부터 100 m까지의 반사파 자료를 획득하게 된다. 그러나, 경사가 심한 지역에서는 감지된 해저면과 해수면으로부터 수직한 방향으로 100 m사이의 자료를 얻기 때문에, 실제로는 100 m이하의 단면만을 얻고 감쇄 및 산란이 발생하여 해석상 어려움이 있다. 이를 개선하기 위해 지구물리탐사를 수행하는 동안 배의 속도를 5 knot이하로 감소시키거나 수직으로 강한 음원을 발생시키고, 탐사지역에 부합되도록 시간변환이득 (time-variant gain, TVG)을 조절하는 등의 방법을 고려해야 할 것으로 사료된다.

4. 토의 및 결론

KODOS 98-3 열수탐사에서 3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사기를 이용하여 얻어진 지층기록을 이용하여 퇴적층의 두께와 분포에 대한 분석을 실시하였다.

해구 지형의 특징에 따른 퇴적층의 두께를 유추하면 (Fujiwara *et al.*, 1995), 압해구축은 V-자 형태의 좁고 가파른 특징을 지니므로 퇴적층의 발달이 미비함을 유추할 수 있다. 고분해능 탄성파탐사에서 획득된 압해구축 단면의 지하 100 m내에서는 하부층과 구분되는 연결성있는 퇴적층의 발달이 미비하였다.

3.5 kHz 고분해능 탄성파탐사에서 획득한 음파의 타입에 따른 분포를 분석한 결과 강한 표면반사파가 존재하고, 상부에 층의 구별이 없거나 불연속적인

내부반사층이 존재하는 IIIA 타입이 폭넓게 분포하는데, 코어링에 의하면 상부층은 규산질 연니가 우세하고, 표면에서는 안산암, 각력암, 부석, 초염기성암 등 다양한 암석이 산출되었다. IIIA 타입은 침식과 재퇴적의 반복으로 나타나는 형태로, 연구지역 전반적으로 경사면에 평행하게 흐르는 밀도류인 등고류에 의해 침식과 재퇴적이 우세하게 작용했음을 추정할 수 있다. 또한, 배호분지에서는 층리가 발달한 타입 II가 발달하고, 코어링에 의하면 석회질 연니가 상부에 우세하게 분포하고, 드렛지에 의해 획득된 암석은 망간산화물, 변질된 화산암과 현무암, 유공층 석회암, 부석 등이 산출되었다.

최상부퇴적층의 충후도를 분석한 결과 압해구지역의 배호분지와 압해구로부터 캐롤라인 지역으로 연결되는 지역에 최상부퇴적층이 발달하고 주로 저탁류와 슬럼프에 의해 퇴적된 층이 우세하게 분포하는 것으로 추정되며, 해구부근 및 전호분지에는 최상부퇴적층의 발달이 미비하다.

앞으로 보다 정밀한 연구를 통해 위에서 분류한 6가지 형태를 더욱 세분하고, 더 많은 코어링자료를 획득하여 단층이나 그 밖의 지구조형태와 관련지어 퇴적환경을 유추하는 것이 필요하다.

NEIC (National Earthquake Information Center) 지진자료에 의하면, 1973년 이래로 압해구에서 규모 4.0이상 6.5이하의 비교적 규모가 큰 지진이 소수 발생했지만, 발생한 지진들의 진원은 깊이 50 m이하의 천발지진이었고, 판의 섭입작용과 관련된 깊이 70 km이상의 중간심발지진 (intermediate earthquake) 및 300 km이상의 심발지진 (deep earthquake)은 발생하지 않고 있다. 하지만 연구지역부근에 발생한 지진의 대부분이 압 전호분지와 해구부근에 밀집해 있으므로, 판의 섭입과 관련되어 발생한 지진들이라고 생각되지만, 지진자료의 양이 충분치 않고 중간심발 및 심발지진이 전혀 발생하지 않고, 지진의 발생을 기록한 시기가 제한되어 있어 지진의 발생만으로는 단정하기가 어렵다. 따라서, 판의 이동과 관련해서 많은 시간을 두고 관측하고 직·간접적으로 관련된 증거를 얻어야 할 것이다.

참 고 문 헌

- Chough, S.K., K.S. Jeong, and E. Honza, 1985. Zoned facies of mass-flow deposits in the Ulleung (Tsushima) Basin, East sea (Sea of Japan). *Marine Geology*, 65: 113-125.
- Chough, S.K., S.H. Lee, J.W. Kim, S.C. Park, D.G. Yoo, H.S. Han, S.H. Yoon, S.B. Oh, Y.B. Kim, G.G. Back, 1997. Chirp (2-7kHz) echo characters in the Ulleung Basin. *Geoscience Journal*, 1: 143-153.
- Clague, D.A., and R.I. Jarrard, 1973. Tertiary Pacific plate motion deduced from Hawaiian-Emperor chain: *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1135-1154.
- Crawford, A.J., L. Beccaluva, G. Serri, and J. Dostal, 1986. Petrology, geochemistry and tectonic implications of volcanics dredged from the intersection of the Yap and Mariana trenches. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90 : 265-280.
- Damuth, J. E. 1975. Echo Character of the Western Equatorial Atlantic Floor and its Relationship to the dispersal and distribution of Terrigenous sediments. *Marine Geology*, 18 : 17-45.
- Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5kHz-12kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep sea: A review. *Marine Geology*, 38: 51-75.
- Damuth, J.E. and D.E. Hayes, 1977. Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, 24: 73-95.
- Damuth, J.E., R.D. Jacobi, D.E. Hayes, 1983. Sedimentation processes in the Northwest Pacific Basin revealed by echo-character mapping studies. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 381-395.

- Dowdeswell, J. A., N. H. Kenyon and J. S. Laberg, 1997. The glacier-influenced Scoresby Sund Fan, East Greenland continental margin : evidence from GLORIA and 3.5 kHz records. *Marine Geology*, 143 : 207-221.
- Flood, R.D., 1980. Deep-sea sedimentary morphology: Modelling and interpretation of echo-sounding profiles. *Marine Geology*, 38: 77-92.
- Fujioka, K., K. Kobayashi, T. Fujiwara, H. Kitazato, Y. Iwabuchi, C. Tamura, K. Omori, K. Kato, M. Ariyoshi, and T. Kodera, 1996. Tectonics of Southern Tip of the Philippine Sea-Results of SOUTHERNCROSS'95 Cruise-. *Jamstec J. Deep Sea Res.*, 12: 275-290.
- Fujioka, K., T. Furuta, G. Kimura, K. Kodama, K. Koga, S. Kuramoto, H. Matsugi, T. Seno, A. Takeuchi, M. Watanabe, and S. Yamamoto, 1986. Sediments and rocks in and around the Palau and Yap trenches. In : Y. Tomoda (ed.), *Preliminary Rep. of Hakuho-MarU Cruise KH86-1*. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo: 38-148.
- Fujiwara, T., K. Tamaki, H. Fujimoto, T. Ishii, N. Seama, H. Tho, K. Koizumi, C. Igarashi, J. Segawa, and K. Kobayashi, 1995. Morphological studies of the Ayu Trough, Philippine Sea - Caroline Plate boundary. *Geophysical Research Letters*, 22: 109-112.
- Fujiwara, T., C. Tamura, K. Fujioka, and K. Kobayashi, 1997. Detailed Morphology of the Yap Trench. *Jamstec J. Deep sea Res.*, 13 : 203-218.
- Haston, R., M. Fuller, E. Schmidtke, 1988. Paleomagnetic results from Palau, West Caroline Islands: A constraint on Philippine Sea Plate motion. *Geology*, 16: 654-657.
- Hawkins, J. and R. Batiza, 1977. Metamorphic rocks of the Yap arc-trench system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37 : 216-229.
- Hilde, T.W.C., and C.H. Lee, 1984. Origin and evolution of the West Philippine Basin: A new interpretation. *Tectonophysics*, 102: 85-104.

- Hussong, D.M., and S. Uyeda, 1981. Tectonic processes and the history of the Mariana Arc: A synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg 60, in Hussong, D.M., Uyeda, S., et al., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 60, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office: 909-929.
- Johnson, L.E., P. Fryer, B. Taylor, M. Silk, D.L. Jones, W.V. Sliter, T. Itaya, T. Ishii, 1991. New evidence for crustal accretion in the outer Mariana fore arc: Cretaceous radiolarian cherts and mid-ocean ridge basalt-like lavas. *Geology*, 19: 811-814.
- Kuhn, G. and M. E. Weber, 1993. Acoustical characterization of sediments by Parasound and 3.5 kHz systems: Related sedimentary processes on the southeastern Weddell Sea continental slope, Antarctica. *Marine Geology*, 113 : 201-217.
- McCabe, R. and S. Uyeda, 1983. Hypothetical model for the bending of the Mariana Arc. In: D.E. Hayes(ed.), *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands*, Pt. 2. Am. Geophys. Union, Washington, D.C.: 281-293
- Mrozowski, C.L., D.E. Hayes, and B. Taylor, 1981. Multichannel seismic reflection surveys of Leg 60 sites, in Hussong, D.M., Uyeda, S., et al., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 60: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office: 57-70.
- Nardin, T.R., F.J. Hein, D.S. Gorsline and B.D. Edwards, 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: Doyle, L., J. and Pilkey, O.H. (eds.), *Geology of Continental slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 27: 61-73.

- Sato, T., J. Kasahara, H. Katao, N. Tomiyama, K. Mochizuki, and S. Koresawa, 1997. Seismic observations at the Yap Islands and the northern Yap Trench. *Tectonophys.*, 271 : 285-294.
- Schock, S. G., L. R. LeBlanc and L. A. Mayer, 1989. Chirp subbottom profiler for quantitative sediment analysis. *Geophysics*, 54 : 445-450.
- Von Rad, U. and M. Tahir, 1997. Late Quaternary sedimentation on the outer Indus shelf and slope(Pakistan) : evidence from high-resolution seismic data and coring. *Marine Geology*, 138 : 193-236.
- Weissel, J.K., and R. Anderson, 1978. Is there a Caroline plate?. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 41: 143-158.

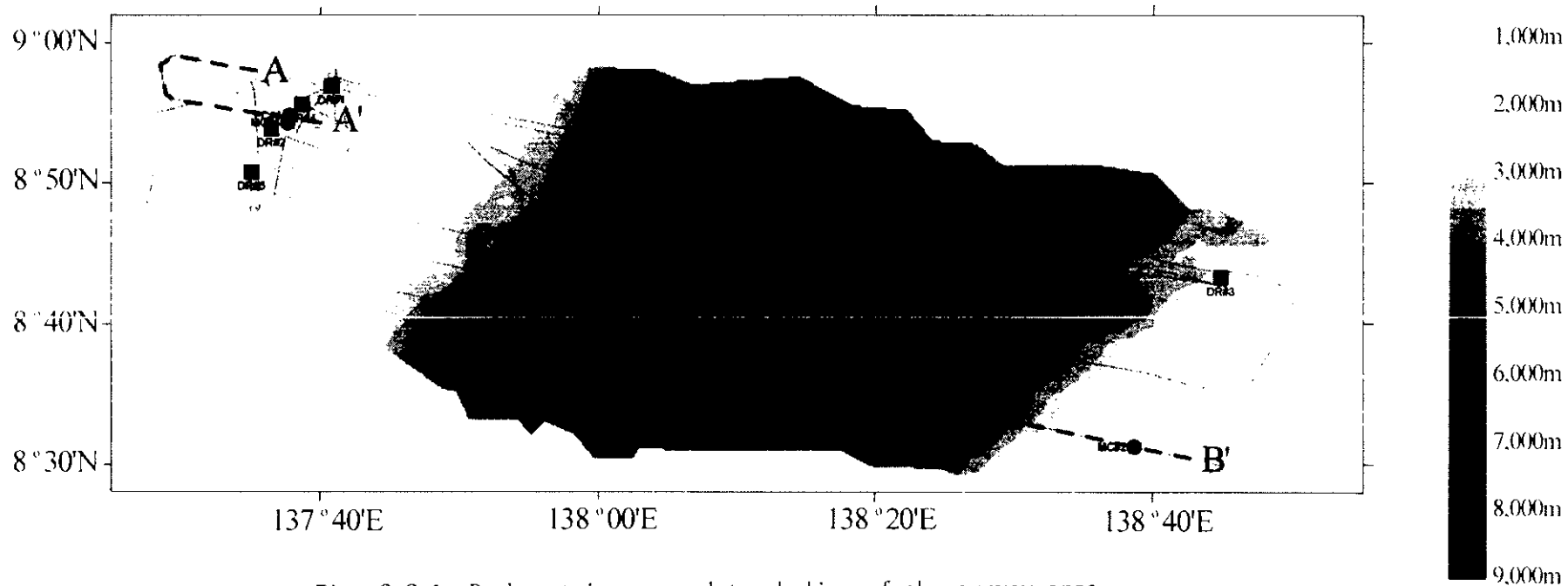


Fig. 2-2-1. Bathymetric map and track line of the survey area.

(MC: Multiple Core, PC: Piston Core, DR: Dredge, —: Track line)

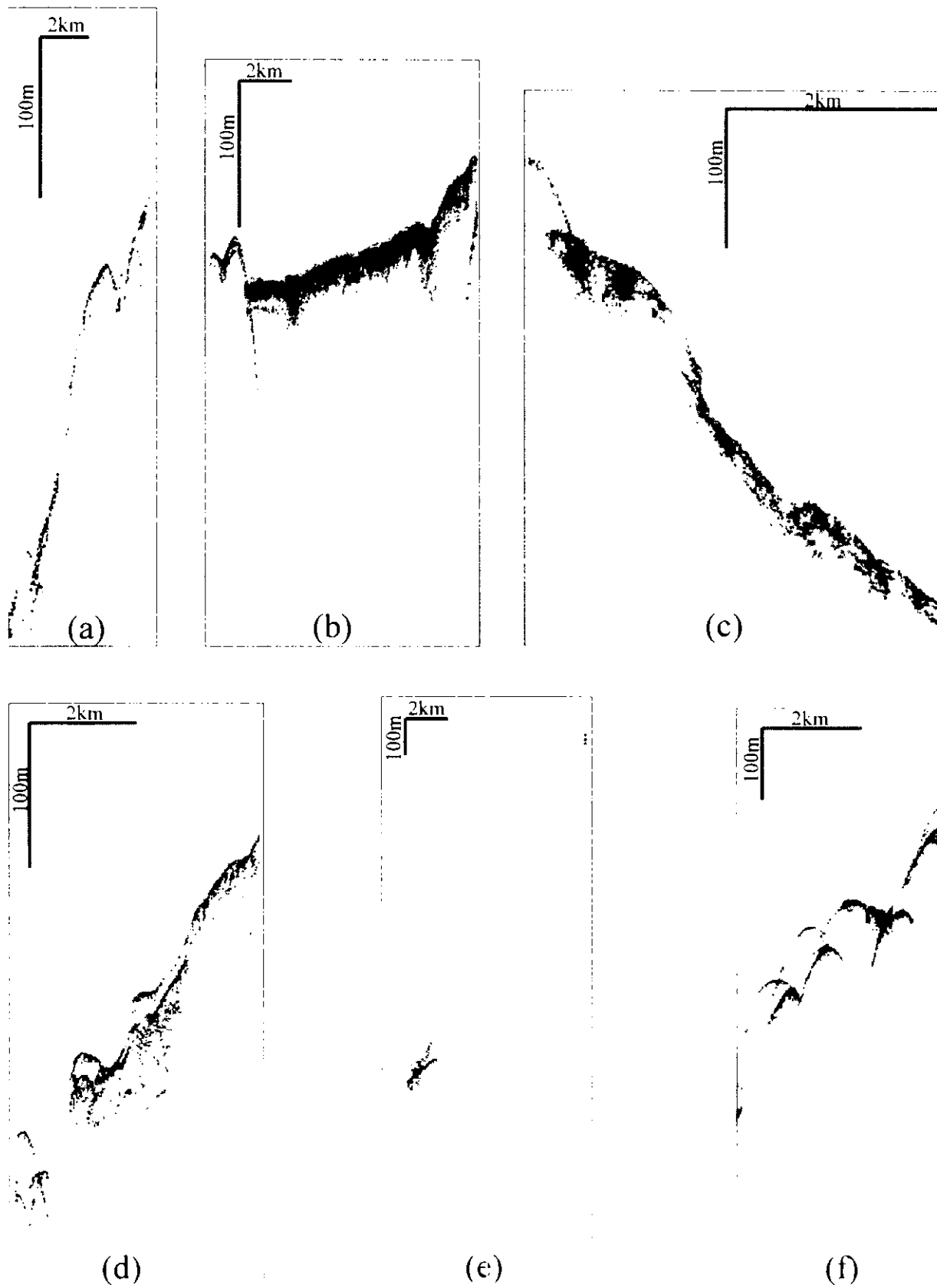


Fig. 2-2-2. 3.5 kHz seismic profiles of various echo type. (a) type I, (b) type II, (c) type IIIA, (d) type IIIB, (e) type IV, (f) type V.

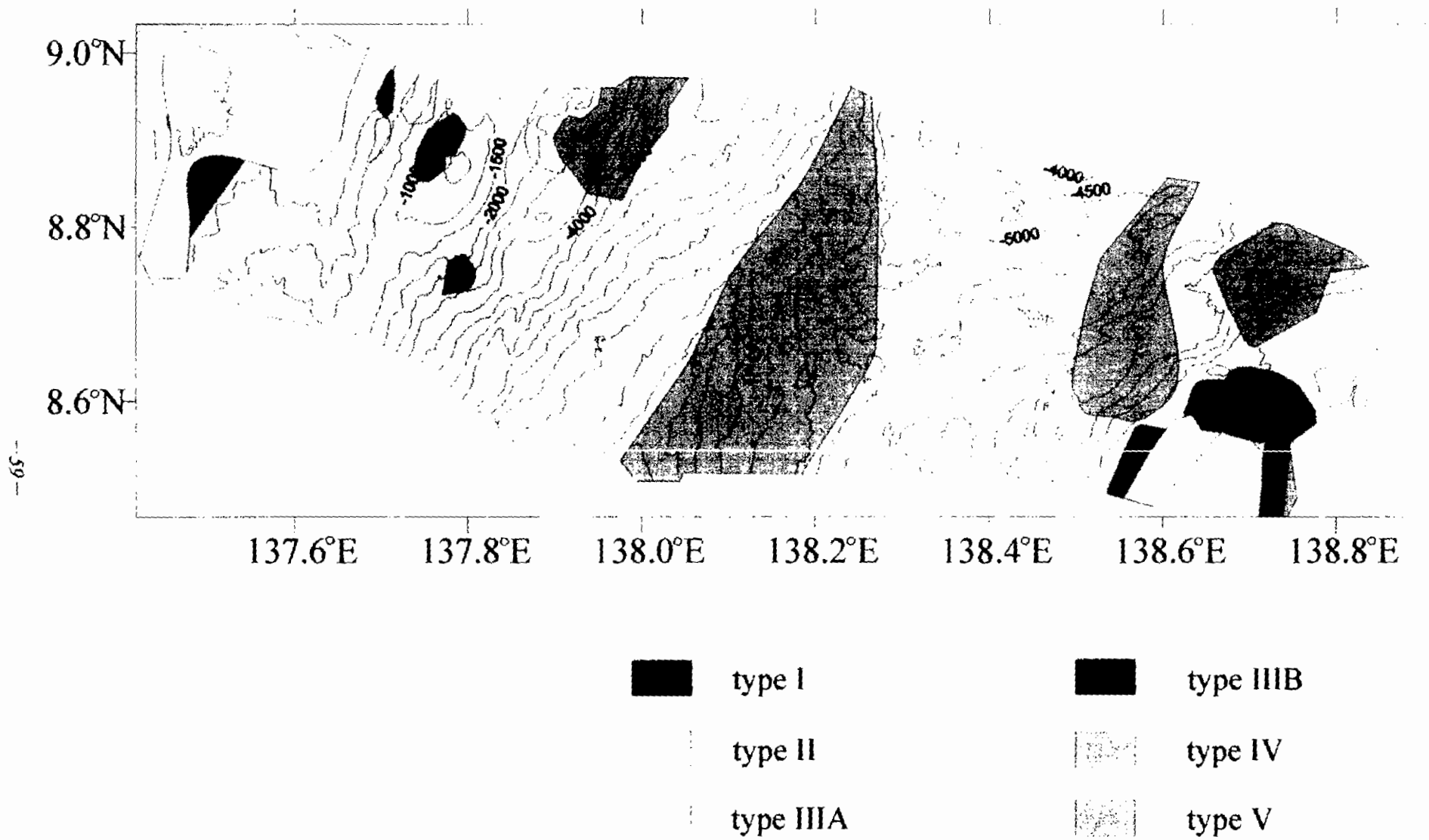


Fig. 2-2 3. Distribution of echo facies based on 3.5 kHz high-resolution seismic profiles in the survey area.

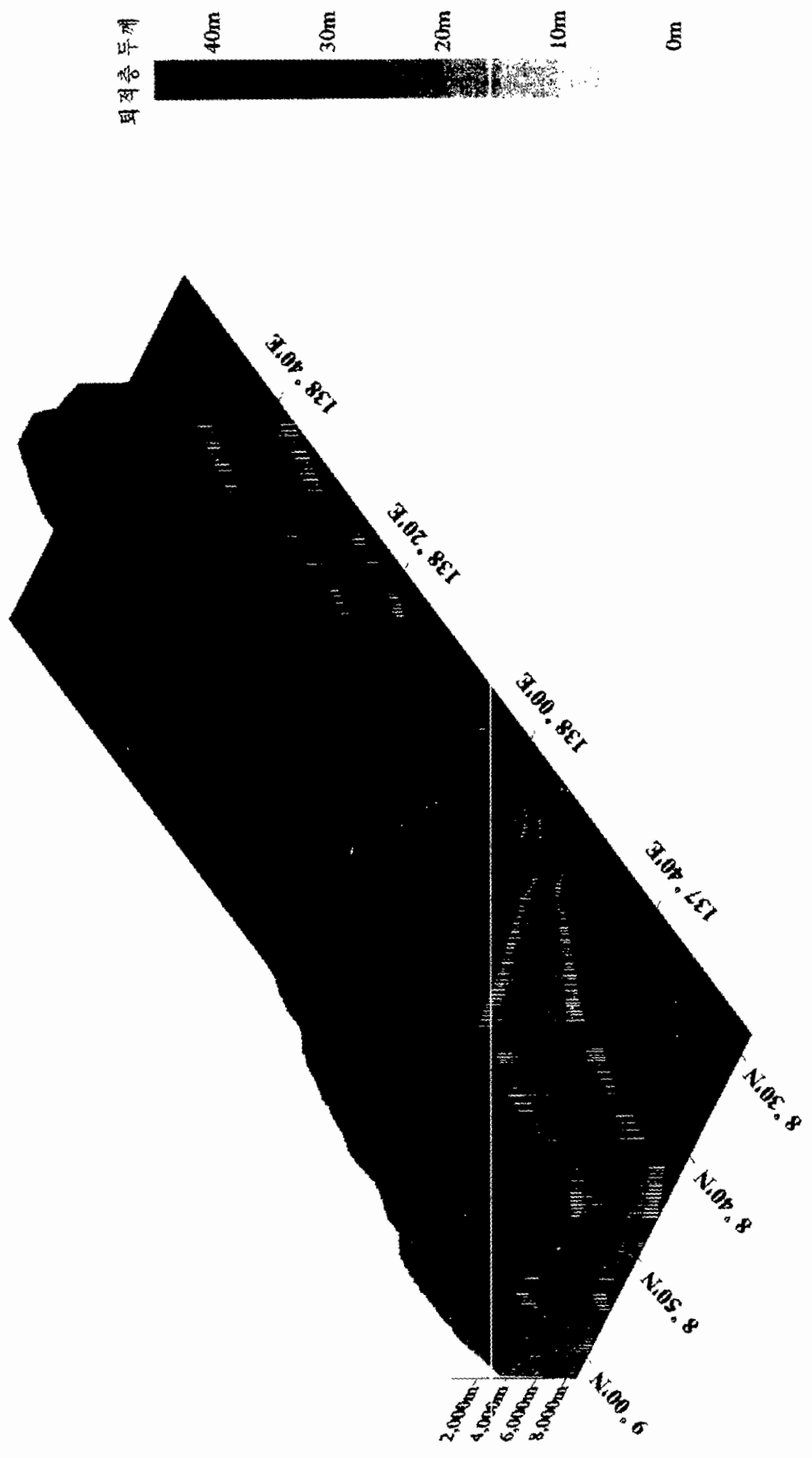


Fig. 2-2-4. Distribution map of uppermost sedimentary layer of survey area.

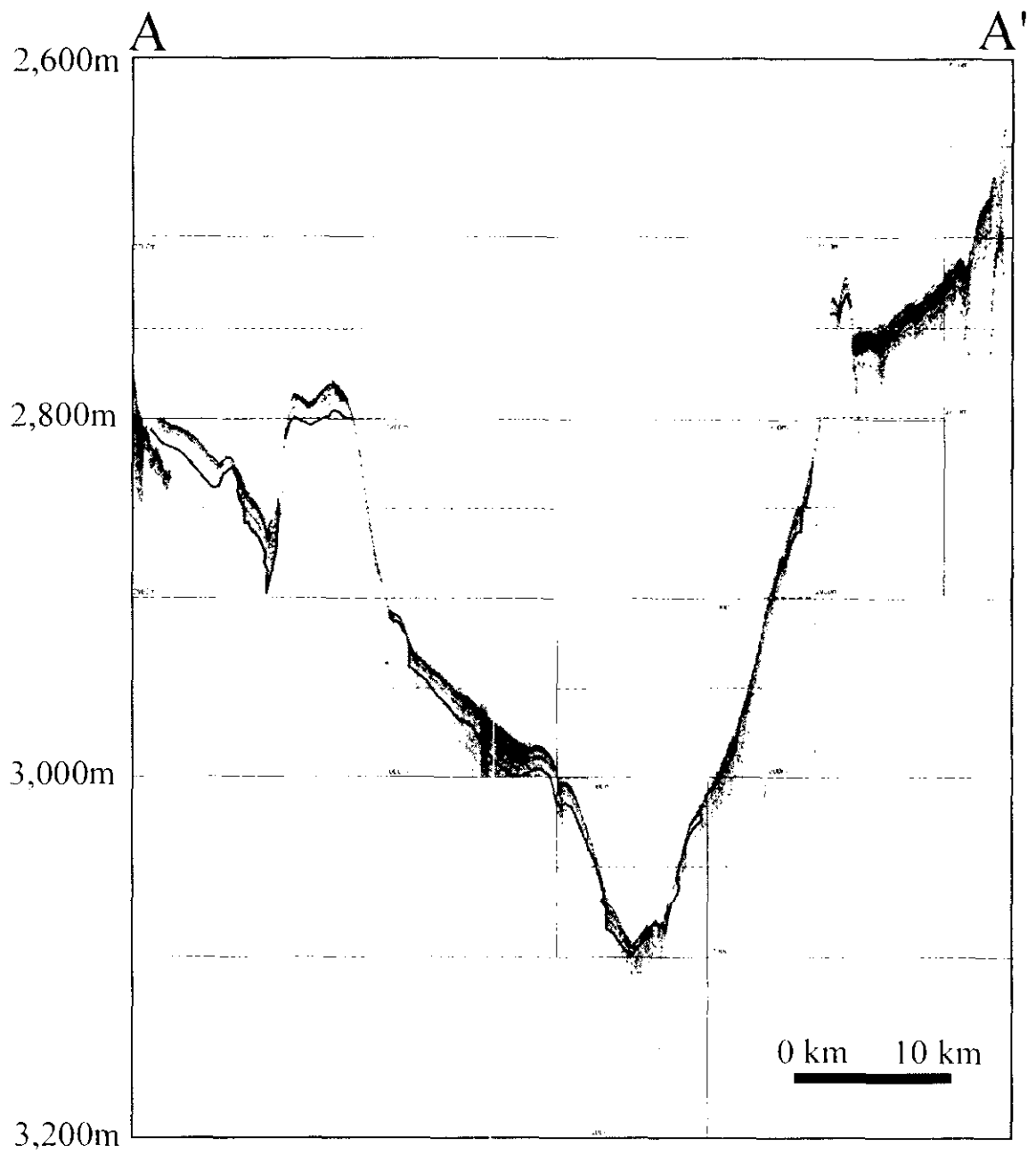


Fig. 2-2-5. 3.5 kHz seismic profile on the back arc basin of Yap trench.

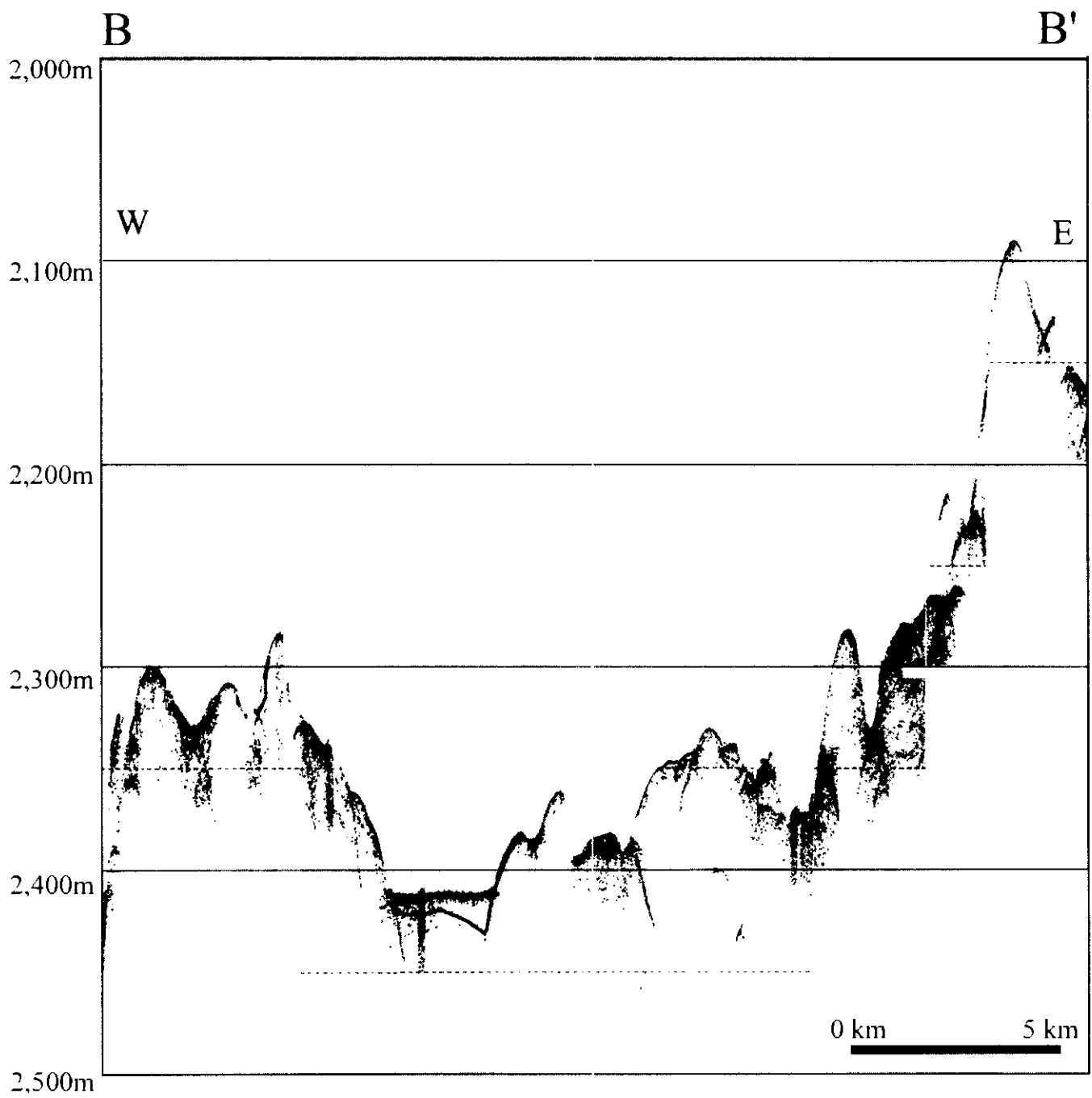


Fig. 2-2-6. 3.5 kHz seismic profile on the western border of Caroline ridge.

제 3 절 탄성과 자료를 이용한 심부 지질구조 해석

1. 다중채널 탄성과 자료획득

가. 서 론

심해저 “열수광상 조사”사업의 일환으로 서태평양에 위치한 압해구 일대에서 12 채널 탄성과 탐사가 실시되었다. 본 사업을 위한 실험사 기간은 GMT 시간으로 1998년 8월 22일 하루가 소요되었다.

다중채널 탄성과 탐사는 남동-북서 방향의 하나의 축선에서 실시되었다 (Table 2-3-1). 축선의 길이는 약 146 km이며 조사선의 평균 속도와 발파간격은 각각 5.5 노트와 15 s이다. 자료 획득 간격은 2 ms이며 매 발파마다 12 s의 기록을 통하여 채널당 6,000개의 자료가 획득되었다.

나. 스트리머의 특성

이번 탄성과 탐사에 사용된 한국 해양연구소 보유의 12 채널 스트리머는 프랑스 AMG사에서 1992년도에 제작하였다. 스트리머의 구성은 Fig. 2-3-1에 표시된 바와 같이 잡음 감소를 위한 유도구간 75 m, 수신구간 75 m, 그리고 수신구간의 양쪽에 50 m의 신축구간을 배열하였다. 스트리머 채널 간격은 6.25 m이며 채널당 8개의 하이드로폰이 존재한다.

스트리머 간격과 발파 간격이 같을 때 즉 발파 간격이 6.25 m 일 때 중합도가 600 %가 되고 이 중합도를 갖도록 스트리머 간격과 같은 6.25 m 마다 에어건을 발파하여 자료를 획득해야 한다. 그러나 조사해역의 수심은 탄성과 탐사를 수행하기에는 심도가 900 m 에서 6,600 m 까지 변하므로 스트리머 수신구간 (active section)의 길이가 75 m에서는 공심점 자료 획득이 곤란하다.

감응도는 10~1,200 Hz의 주파수 대역에서 6 V/bar의 일정한 값을 갖는다 (AMG, 1991). 탄성과 탐사 시스템의 특성은 Table 2-3-2에 기재되어 있다.

Table 2-3-1. Coordinate and length of seismic survey

측선	시작		종료		길이
	위도	경도	위도	경도	
YAP-1	8° 43.70'N	138° 45.95'E	8° 59.00'N	137° 29.94'E	146.1 km

Table 2-3-2. Survey equipment and acquisition parameters

장비 및 변수	내용
기록 장비	DFS-V
기록 형식	SEG B
기록 길이	12 초
기록 간격	0.002 초
음원 형식	IMPULSE - 1
압력	120 Bar
용량	150 cubic inch X 2
음원 깊이	3 m
발파 간격	15 seconds
수신기 종류	AMG 37/43
수신기 채널	12 channels
수신기 길이	75 m
수신기 채널 간격	6.25 m
채널당 하이드로폰 수	8 ea/group
주파수 대역	1 - 1000 Hz
하이드로폰 종류	HC 202 E
유도 구간	75 m

2. 다중채널 탄성과 자료처리

가. 탄성과 자료 처리

다중 채널 탄성과 자료는 일반적으로 공심점 기법을 이용하여 지질 및 지각구조를 규명한다. 한국에서는 한국 해양연구소가 1990년대 수행한 일련의 연구 사업들을 (김기영 외, 1992; 김한준 외, 1994; 한상준 외, 1995; 김예동 외, 1995; 남상헌 외, 1996; 남상헌 외, 1997) 통하여 발전되어왔다.

탄성과 자료 처리란 획득된 자료 중 실제 필요한 정보를 지니는 자료만을 선별하고, 이를 다시 지하구조를 제공하는 단면으로 재구성하는 일체의 작업을 지칭한다. 자료처리 기법은 자료의 획득 방법 및 기록장비, 조사지역의 지형 및 지질 조건, 기상조건에 따라 변한다. 이번 연구에 자료는 스트리머의 수신구간이 짧고 음원의 버블이 심하여 이에 적합한 처리기법이 요구된다.

자료 처리에 사용된 하드웨어로서는 한국 해양연구소에 설치된 SUN 워크스테이션과 이와 관련된 입출력 장치들이다. 본 연구에서 사용된 주요 소프트웨어는 GEOVECTEUR이며, 탄성과 단면 등의 출력물은 대형인 경우 정전기 플로터를 사용하여 얻어졌으며 그 밖의 소형 출력물 (A3 크기 이내)은 PCX 포맷이나 포스트스크립트를 지원하는 프린터를 사용하여 얻어졌다. 본 연구에서 수행된 자료 처리 과정을 각 과정별로 상술했다면 다음과 같다.

(1) 자료 변환

본 탐사에서 획득된 자료는 DFS-V 기록계에서 의해 SEG-B 멀티플렉스 포맷으로 기록되어진다. GEOVECTEUR에 내장된 모듈인 "DEMIL"을 이용하여디멀티플렉스된 자료는 자료 처리를 위해서 CGG의 SEG-Y 포맷으로 전환되었다. 2.3 Gbyte 광디스크를 이용하여 자료를 저장하였다.

(2) 실진폭 처리

탄성과 기록의 진폭은 도달시간에 따라 감소하는 성질이 있으므로, 이에 대한 보정으로 시간에 따라서 단조 증가하는 함수를 적용하였다.

(3) 이득 조절

이득 조절은 대략 두 가지 방법으로 나눌 수 있다. 첫 번째 방법은 이미 결정된 조절 함수 (scale function)를 사용하여 진폭의 조절을 시도하는 PGC (programmed gain control) 방법이며 두 번째 방법은 트레이스를 특정 시간별 대역에 따라 그 구간의 진폭에 대한 RMS 값이나 절대 평균치 값을 구해 이를 이용하여 조절 함수를 구해내는 AGC (automatic gain control) 방법으로, 조절 함수를 거리나 시간 등에 대한 고려 없이 자동적으로 구할 수 있다는 장점을 지니고 있다. 이번 자료 처리 과정에는 AGC 방법이 이득 조절에 사용되었다.

천부지층의 상세한 구조를 나타내고 심부지층에 대하여서는 전체적인 구조를 나타내기 위한 방안으로 자동이득 조절시 도달시간에 따라 다른 시간윈도우를 적용하였다. 0.5 초까지는 100 ms, 0.4 초에서 1 초까지는 200 ms, 0.9 초에서 4 초까지는 300 ms, 그리고 3.9 초에서 8 초까지는 500 ms의 시간윈도우를 가지는 자동 이득 조절을 적용하였다. GEOVECTEUR 모듈중 "DYNQL"를 이용하였다.

(4) 공심점 (CDP) 취합 및 속도분석

본 연구에서의 평균 진원점 간격은 43 m 이며 수신기의 그룹 간격은 6.25 m이며 일반적으로 통용되는 개념을 적용할 때 하나의 공심점에 하나의 트레이스만이 위치하게 되어 정상적인 CDP 취합은 아무 의미가 없게 된다. 이러한 문제 해결을 위해 하나의 발파점 모음을 하나의 공심점 모음 자료로 분류한다. 실제로 이러한 분류는 진원점에서 가장 가까운 수신점과 가장 먼 수신점과의 간격이 탐사 심도에 대해서 매우 적은 경우, 넓은 의미의 CDP 개념에 일치하는 자료처리를 수행할 수 있다. 본 탐사에 사용된 1번 채널부터 12채널까지의 간격은 75 m인데 비해 탐사 심도는 평균적으로 1,500 m 보다 큰 값이므로 진원점 분류 자료를 CDP 분류 자료로 가정하여 사용하는데 큰 무리가 없다고 판단되었다.

본 탐사에 사용된 스트리머의 길이는 75 m 이며 매우 불량한 샘플런스 분포를 가지며 따라서 샘플런스로부터 층의 속도를 결정하기가 매우 곤란하였다. 이런 경우 일정 속도를 가지고 자료를 NMO 보정하고, 이를 중합하는 간단한 방법을 이용할 수 있다. 전체 자료에 대하여 일정한 속도인 1,500 m/s를 이용하여 자료 처리를

수행하였다. 일정한 속도를 이용하여 중합하는 것은 약간의 NMO 무브아웃의 오차를 보이지만 전반적인 탄성파 단면 제작에는 큰 영향이 없다.

(5) 필터링

본 연구에서 적용된 필터링 기법은 각 트레이스의 주파수 분석을 통해 이루어지는 밴드 패스 (band pass) 필터링 기법이다. 즉 예상되는 신호의 주파수 대역을 선정하여 이 대역내의 주파수를 갖는 자료만을 통과 시켜 원하는 반사파 신호를 향상시키는 방법이다. 본 탐사 자료의 밴드 패스 필터링을 위해 사용된 프로그램은 GEOVECTEUR 이다.

(6) NMO 보정 및 CDP 중합

탄성파 자료는 속도 분석후 NMO 보정을 거쳐 중합되어 단면으로 만들어진다. NMO 동보정은 분석된 보정량이 기록 시간에 따라 달라지므로, 기록 시간에 관계없이 일정한 시간을 감해주는 정보정에 대한 상대적인 개념이다. 수평한 지층에 대한 NMO 보정량은 다음 식과 같이 표현된다 (Yilmaz, 1987).

$$\begin{aligned} \delta t &= t(x) - t(0) \\ &= t(0) \left\{ \left[1 + \left(\frac{x}{v_{NMO} t(0)} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 1 \right\} \end{aligned}$$

여기에서 δt 는 NMO 보정량, $t(0)$ 는 거리가 0인 지점의 탄성파 도달시간, x 는 진원점과 수신점간의 거리, v_{NMO} 는 NMO 보정 속도이다.

남상헌 외 (1996)는 매질의 속도변화에 따른 NMO 보정치의 오차를 구한바 있다. 즉, 속도가 각각 1,500 m/s와 3,000 m/s인 두 개의 매질을 가정하면, 150 m에 위치하고 있는 수신기와 225 m에 위치한 수신기의 NMO 보정치의 차이는 왕복 주시 1 초에 위치하는 반사면의 경우 NMO 보정량이 0.004 초밖에 차이 나지 않는다. 그런데 속도 3,000 m/s를 가지는 층은 천부에 존재하지 않으며, 이런 층들은 대부분 왕복주시 1 초 이상에서 존재한다고 가정하면, 속도 1,500 m/s를 적용한 NMO 보정 결과는 실제 매질 속도인 3,000 m/s를 적용하였을 때와 비교하여 0.004초 이내의 오차를 가질 것이라고 예상된다. 그러므로 전체자료의 NMO 보정시

일정속도인 1,500 m/s를 적용하였다.

NMO 보정이 수행된 CDP 자료는 이들 자료를 합하여 하나의 트레이스로 만드는 중합 (stacking) 처리 과정을 수행하게 된다. 중합이전에 신호의 파형을 일정하게 유지하기 위하여 디컨볼루션을 적용하였다. 중합 작업은 자료의 신호 대 잡음비를 향상시키기 위한 효과적인 방법이다.

반사파 자료는 신호 이외에 여러 가지 형태의 잡음을 포함하는데 크게 일관성 잡음 (ambient noise)과 무작위 잡음 (random noise)으로 분류 할 수 있다. 일관성 잡음은 모든 트레이스와 기록상에서 일률적으로 나타나는 잡음으로서 표면파, 직접 도달파, 굴절파, 다중 반사파 등이 있으며 무작위 잡음은 바람과 해수에 의한 진동, 기타 미세 진동이나 기기적인 잡음 등이 있다.

무작위 잡음의 진폭은, N 개의 트레이스를 중합할 경우 상대적으로 $1/\sqrt{N}$ 로 감소하며 일관성 잡음의 경우도 NMO 곡선을 따라 중합하게 되므로 이 잡음의 위상이 일치하지 않아 상대적으로 신호에 대해 감소하는 효과를 보게된다. 결국 자료의 중합은 상대적인 신호의 향상을 통해 잡음을 감쇄시키는 현상을 가져온다. GEOVECTEUR모듈인 "FANMO"와 "STACK"을 이용하여 NMO 보정과 중합을 실행하였다.

(7) 중합후 자료처리

뮤팅 처리는 시-공 영역 (time-space domain)에서 불필요한 자료부분을 제거하는 방법으로 여러 단계에서 실시할 수 있다. 뮤팅 작업은 진원 분류 자료에서 수행되거나 또는 공심점 분류 자료에서 수행될 수도 있다. 본 자료 처리에서는 중합후 해저면 상부를 뮤팅 처리 하였다.

탄성과 중합 단면은 수직 입사 및 반사에 의한 기록 단면에 해당되므로, 수평면이 아닌 경사면 혹은 습곡 구조 등의 복잡한 지질 구조는 실제 형태에서 왜곡되어 나타나게 된다. 이러한 왜곡된 시간을 보정하는 작업을 구조 보정 (migration)이라고 한다. 구조 보정의 결과는 속도 선택에 매우 민감한 변화를 보이므로 정밀한 구조 보정을 위해서는 구조 보정 속도의 선택이 정확하게 이루어져야 한다. 그러나 정밀한 구조 보정 단면을 얻을 수 없는 경우에는, 중합 단면만으로도, 단층이나 습곡 등의 구조에서 나타나는 왜곡 양상이 이미 잘 알려져

(7) Yap-6

전체 측선의 북서단에서 약 129 km 떨어진 곳에서 시작하여 약 17 km 계속되는 압해구 시스템의 대양쪽 사면에 해당하는 부분 측선이다 (Fig. 2-3-4, 10). 이 측선의 북쪽 연장지역은 캐롤라인해령에 속하는 지역으로서 이 부분 측선상에도 캐롤라인해령의 남쪽 연장 부분이 있을 것이라고 생각된다.

수심은 3,600~2,200 m 사이에 분포한다. 이 부분측선의 북서단은 수심대가 태평양의 평균 CCD값을 (3,300 m) 조금 초과하는 수심대이나 나머지 부분은 CCD 값을 초과하지 않으므로 이 부분 측선상 관찰되는 퇴적층은 F2층이라고 사료된다.

F2층의 두께는 약 200~300 m이다. 왕복 주시 시간으로 약 4 초대에 매우 강한 표층 및 저층반사면이 관찰되는데 인위적인 구조인지 아니면 실제 구조인지에 대해서는 불분명하다. 이 왕복 주시 4초는 약 3,000 m의 수심에 해당하며 이 심도는 태평양의 CCD 값과 매우 가깝다.

다. 토론 및 결론

남쪽 중앙 압해구 시스템을 동쪽으로부터 캐롤라인해령, 압해구, 전호분지, 압 열도, 그리고 배호분지를 거쳐 종단한 탄성과 단면을 분석하였다. 압해구는 'V'자 형태의 좁은 지형 특성을 가지며 전형적인 해구 충전 퇴적 구조는 관찰되지 않았다. 해구벽은 10° 이상의 급한 경사를 가지며 해구축에서 압 열도까지의 거리는 50 km 미만으로서 마리아나 해구에서 관찰되는 100 km 이상의 그것과는 현격한 차이를 보인다. 배호분지인 파라세벨라 분지의 동쪽 일부분이라고 생각되는 분지는 경사 1°미만의 매우 평평한 지대이다. 압해구 시스템의 열도쪽 경사면에는 스러스트 단층들이 수심 3,000 m 그리고 4,300~5,200 m 사이에 존재한다. 압 열도는 중앙해령 같은 지형구조를 보여주며 소규모 단층으로 구획되어 있다. 캐롤라인해령의 일부분이라고 생각되는 지역은 비정상적으로 강한 표층 및 저층 반사면이 관찰되는데 인위적인 구조인지 실제 구조인지는 확실하지 않다.

분지에서는 뚜렷한 F1층이 관찰되지만 그 외의 지역에서는 F1층이 관찰되지 않았다. F1층이 존재한다고 하더라도 국지적으로 매우 얇은 두께를 가질 것이라고

있어 해석을 가능하게 한다.

본 연구에서는 시간에 따른 속도 분석 작업이 이루어지지 않았으므로 구조 보정을 실시하지 않았다.

3. 압해구 일대의 해저지질 해석

가. 서 론

KODOS 98-3 열수광상 탄성파 조사 지역은 마리아나해구의 남쪽에 위치한 압해구 일대로서 하나의 탄성파 축선으로 되어 있다. 축선의 시작점의 좌표는 동경 $138^{\circ} 45.95'$, 북위 $8^{\circ} 43.70'$ 이며 종점의 좌표는 동경 $137^{\circ} 29.94'$, 북위 $8^{\circ} 59'$ 이다. 이 축선은 동쪽으로부터 캐롤라인해령, 압해구, 전호분지, 압 열도, 그리고 배호분지를 종단한다 (Fig. 2-3-2~2-3-4). 이 축선은 북북동-남남서 방향으로 놓여있는 압해구를 동북동-서남서 방향으로 통과한다.

하나의 축선에서 총 연장 146 km의 자료를 획득, 자료 처리하여, 종합 단면으로 만든 다음 각 부분 축선에 대해 해석을 실시하였다. 음원의 발파 간격이 15초, 스트리머의 길이가 75 m, 그리고 12 채널이므로 본 탐사의 경우 공심점 중합율이 100 % 정도에 불과함으로 구조 보정 단면을 만들지 않았다. 따라서 중합된 단면의 해석에 있어서 급격한 경사구배를 가지거나 매우 복잡한 해저면에 대해서는 과장된 단면도 관찰된다.

이번 조사지역에 나타나는 퇴적층들을 구분 할 때 비교적 고화가 덜 진행된 원양성 퇴적물을 F1층, 고화된 퇴적층을 F2층이라고 정의하면 F1층은 탄성파 단면에서 비교적 평행하고 약한 저층 반사면을 보이거나 투명한 층이 된다. F2층은 탄성파 단면상 산란되고 강한 저층 반사면을 갖는 특성이 있는데 F2층은 대부분 고화된 탄산염층이고 부분적으로 고화된 규질한 퇴적층으로 이루어 졌다고 사료된다. 압 열도는 필리핀 해양판의 남쪽에 위치하며, 압해구는 지형적으로는 분명한 해구의 형태를 가지지만 최근 압군도에서 화산활동은 관측되고 있지 않다. 압해구 주위의 주요 지체구조로는 북동쪽의 마리아나 해구-열도 시스템, 남서쪽의

팔라우 해구-열도 시스템, 동쪽의 캐롤라인해령, 전호분지 부분인 압 열도, 그리고 배호분지 부분인 파라세벨라 분지 (Parace Vella Basin)가 있다. 압 열도-해구 시스템은 지형학적인 형태구분으로 여섯 개의 영역으로 나누어진다 (Fujioka *et al.*, 1986; Fujioka *et al.*, 1988). 그들은 형태를 압과 마리아나해구의 교차 영역, 북쪽 영역, 북쪽 중앙 영역, 남쪽 중앙 영역, 남서 영역, 그리고 압과 팔라우해구의 교차 영역들로 구분하였다. 이번 열수광상 조사지역은 남쪽 중앙에 해당하는 지역이다. 압해구의 남단은 팔라우해구의 북단과는 변환단층에 의하여 끊어진 형태를 보여주며 압해구의 북단 역시 갑자기 끊어진 듯 한 구조를 보여준다 (Fujioka *et al.*, 1988). 캐롤라인해령의 북단은 지형적으로 압해구에 의하여 끊어져 있는데 여기서는 캐롤라인해령이 마리아나 열도와 충돌하여 마리아나해구의 남단을 방해하는 지형이다 (Fujioka *et al.*, 1988). 캐롤라인해령은 마이오세 혹은 그 후에 압열도를 따라 진행된 배호 확장작용에 지대한 영향을 미친 것으로 알려져 있다.

기존의 연구에 의하면 압해구-군도 시스템은 주로 변성암과 초염기성암 그리고 소규모의 오래된 화산암으로 이루어져 있는데 (Tayama, 1935; Fujioka *et al.*, 1988), 이는 전형적인 해구-군도 시스템에서 관찰되는 화산활동과 지진활동을 수반한 화산암과는 차별성을 보인다. 압해구에 인접한 압 군도에서 4기의 화산암이 발견되지 않은 점과 변성암이 발견되는 상황으로 볼 때 현재 압해구에서의 섭입작용은 없다고 주장하기도 한다. 그러나 압해구 일대에서의 지구조적인 연구는 지금도 해구에서 섭입작용이 계속되고 있다고 사료된다 (McCabe and Uyeda, 1983). 다른 연구에 의하면 압해구-열도 시스템은 생성초기의 구조이거나 해구에서의 섭입작용이 종료된 지 얼마 되지 않은 구조로 생각된다 (Hawkins and Batiza, 1977). 이와 같이 압해구 일대의 지질 지구조적인 해석은 아직 명확하게 이루어지지 않고 있다. 기존의 연구들은 압해구의 전반적인 지형을 잘 서술하고 있다 (Tokuyama *et al.*, 1985; Fujioka *et al.*, 1986).

압해구의 남서쪽 부분 대양쪽 경사에는 정단층 운동에 의한 지루와 지구 구조들로 이루어진 솟아오른 높은 지형이 관찰된다고 하며 해구의 축은 특징적인 "V"자 형태인데 해구축의 어떤 부분은 전혀 퇴적물이 존재하지 않으며 어떤 다른 부분에서는 두꺼운 퇴적물이 발견되기도 한다.

나. 해역

(1) Yap

이 탄성파 축선은 양해구의 남쪽 중앙 지역을 북서서-남동동 방향으로 관통하는 연장 약 146 km의 축선이다 (Fig. 2-3-4). 축선의 시작점의 좌표는 동경 138° 45.95', 북위 8° 43.70'이며 종점의 좌표는 동경 137° 29.94', 북위 8° 59'이다.

이 축선의 수심 분포는 축선 동쪽 시작점 2,150 m에서 증가하기 시작하여 캐롤라인해령이라고 생각되는 수심 약 3,000 m인 지점을 통과하며 수심이 계속 증가하다가 수심 약 5,100 m인 해저곡을 만난 후 다시 수심이 증가하기 시작하여 최대 수심 6,600 m인 'V'자 형태의 해구를 중단한다 (Fig. 2-3-2~2-3-4). 수심은 그후 감소하기 시작하여 수심대 2,600~4,900 m사이의 전호 분지의 일부라고 추정되는 지점을 통과한 후 최대 수심 약 900 m인 양 열도의 정상상을 통과한 후 다시 수심은 감소한다. 그후 수심이 약 2,800 m인 평평한 분지를 통과하는데 이 분지는 파라세벨라 배호분지의 동쪽 경계 부분으로 추정된다. 전반적으로 매우 급한 경사구배를 가지는 축선이다.

해구에서의 전형적인 해구 종전 퇴적물은 관찰되지 않지만 급한 침입각을 가진 해구의 경우 퇴적층의 발달이 미약할 수 있으므로 이는 현재 양해구에서의 침입작용이 없다는 반증이 될 수 없다. 배호분지에서는 원양성 퇴적물이 관찰되며 해구에 고화가 진행된 퇴적층도 보이며 화산분출에 의하여 하부 퇴적층이 끊긴 듯한 흔적이 있는 기반암 상층부를 포함한 그라벤 구조가 관찰된다. 전호분지의 발달은 미약하며 경사구배가 변하는 곳에 스트라트 단층들이 발견되는데 적어도 과거에는 침입작용이 있었다는 증거가 된다. 해구의 축과 양 열도의 중심까지의 거리는 (전호분지의 넓이) 약 45 km로서 다른 해구-열도 체계에서 관찰되는 거리에 비하면 매우 짧다. 예를 들면 북위 13°에 위치한 마리아나 열도에서는 약 100 km 이상의 넓이를 가진 전호분지가 관찰된다 (Tokuyama et al., 1985).

탄성파 축선의 해석상 축선의 주요 부분에 대한 기층은 다음과 같다.

(2) Yap-1

파라세벨라 배호분지의 동쪽 경계부분에 해당하며 압 열도와 경계를 이룬다. 평균 수심은 약 2,850 m 이며 약 21 km에 해당하는 평평한 구간이다 (Fig. 2-3-4, 2-3-5). 파라세벨라 배호분지 쪽으로 약 1°미만의 매우 평평한 기울기로서 수심이 증가한다. 상부는 비교적 강한 표층 반사면과 평행하고 희미한 저층 반사면으로 이루어진 F1층이 평균 약 170 m의 두께를 가지며, 하부에는 강하고 산란된 저층 반사면들을 가진 F2층이 평균 약 120 m의 두께를 가진다. F2층과 기반암과의 경계는 버블의 간섭에 의하여 뚜렷하지는 않으나 산란되고 희미한 평행 구조가 관측되는 것으로 보아 화산 분출작용에 의한 점이적인 경계를 보일 수 있다. 상부 퇴적층은 고화가 덜 진행된 원양성 퇴적물일 수 있으며 하부층은 고화 상태가 비교적 많이 진행된 탄산염층일 가능성이 많다.

이 부분 축선의 중앙부분에, 하부층을 화산분출층이 교란하는 듯한 돔구조의 기반암 상승부분 (Basement High)이 관측되며 이 돔구조의 중앙 부분에는 화산분출층과 F2층의 교란에 의하여 생성된 듯한 구조가 관찰되나 상부 F1층과의 관련성은 확실하지 않다. 약 4 km의 폭을 지닌 그라벤 구조가 중앙의 돔구조 양쪽에서 관측되며 단층들로서 구분되어 있다.

(3) Yap-2

이 부분 축선은 압해구 시스템의 열도쪽 부분으로서 일명 압 열도라고 불리는 부분이다. 수심은 해령 정상부의 약 900 m에서 해구쪽으로 전호분지의 일부인 수심 약 3,000 m 까지 분포한다 (Fig. 2-3-4, 2-3-6). 압 열도를 중심으로 약 11°의 급한 경사구배를 지닌 경사면이 양쪽으로 존재한다.

해령의 정상부분 약 7 km의 구간은 해령의 특징적인 지형을 보여 주며 F2층은 관찰되지만 하부 기반암과의 경계는 모호하다. 소규모의 단층들이 정상부분에서 발견되며 정상부의 지형은 불규칙하다. 약 100~150 m의 F2층이 관찰되며 F1층의 흔적이 희미하며 존재한다고 하더라도 상부 매우 얇은 부분에 국지적으로 존재할 것으로 생각된다. 이 부분축선의 남동단 경사구배가 완만하여 지는 수심 약 3,000 m인 지점에 스러스트 단층 (thrust fault)이 존재한다.

(4) Yap-3

이 부분 측선은 해구 쪽에 있는 전호분지를 통과하며 수심은 약 3,000~5,200 m까지 분포한다 (Fig. 2-3-4, 2-3-7). 압해구 시스템의 경우 해구축과 열도까지의 거리가 50 km 미만으로서 압해구의 북동쪽에 위치하는 마리아나해구 시스템의 그것과 비교하면 매우 짧고 경사가 10° 이상으로 매우 급하므로 전호분지의 발달이 미약하다.

이 부분 측선에서 관찰되는 경사구배가 잠시 완만하게 변하는 곳에 퇴적층이 존재한다. F1 퇴적층은 관찰되지 않으며 이 구간의 수심은 태평양의 CCD (Carbonate Compensate Depth)를 초과하므로 (Morse and Mackenzie, 1990) 이 부분에서 발견되는 퇴적층은 F2층과는 차별성을 보일 것이라고 사료된다.

시작부분에서 약 11° 의 경사구배로서 8 km 구간까지 수심이 증가하다가 다음 약 10 km 구간에는 3° 미만의 경사구배가 있는 곳에 스러스트 단층들이 수심 약 4,300~5,200 m 사이에 존재한다. 그러나 스러스트 단층들의 심부까지의 연장성은 본 단면도상에서 규명하기가 불가능하다.

150~200 m 두께의 퇴적층이 관찰되지만 복잡한 내부 반사면을 가지는 고화된 퇴적층으로 사료된다. 이 완만한 경사구간은 수심이 4,300 m~5,200 m 사이에 있으므로 표면에 고화되지 않은 퇴적물이 있다고 하더라도 탄산염은 아니고 다른 조성의 퇴적층이다.

(5) Yap-4

전체 측선의 북서단에서 약 65 km 떨어진 곳에서 시작하여 약 22 km 계속되는 'V'자 형태의 급한 경사의 압해구를 관통하는 부분 측선이다 (Fig. 2-3-4, 2-3-8). 수심은 해구 벽의 5,200 m에서 해구 바닥의 6,600 m 사이에 분포한다. 해구의 바닥은 북서쪽으로 약 2° 의 부드러운 경사로서 기울어져 있으며 해구의 양쪽 벽은 약 10° 도의 경사를 보인다.

전형적인 해구에서 관찰되는 해구 충전물의 발달이 아주 미약하며 섭입작용과 관련된 지구조들도 관찰되지 않는다. 또한 이 측선상에 나타난 해구는 압해구 시스템의 북쪽부분이나 남쪽부분의 해구 깊이에 비하여 상대적으로 수심이 얕다.

수심은 계곡의 바닥 약 5,500 ㎞에서 부분 축선의 동남단 3,700 ㎞ 까지 분포한다. 표층의 사면을 따라 평균 두께 약 150 ㎞의 퇴적층이 관측되나 이 부분 축선은 서 태평양의 CCD를 초과하는 수심대에 위치하므로 F2층과는 차별성이 있을 것이라고 사표된다. 강하고 산란되지만 평행성을 보이는 저층 반사면들이 관찰된다. Fig. 2-3-4의 점선으로 표시된 바와 같이 이 퇴적층의 하부에는 베타신호나 포물선 같은 인위적인 신호가 아닌 반사면들이 나타나는데 다른 퇴적층의 경계인지 기반암내의 구조인지에 대해서는 탄성파 해석상의 구별은 뚜렷하지 않다. 이 이상 반사면들은 해저면에서 약 400~1,000 ㎞ 하부에 위치한다.

다시 'V'자 형태의 계곡이 나타난다. 그러나 경사면의 수심이 계속 감소하는 것이 아니라 이 부분 축선의 중앙부분에 양해구 시스템의 대양쪽 사면에 해당하는 부분 축선이다 (Fig. 2-3-4, 2-3-9). 전체 축선의 북서단에서 약 98 km 떨어진 곳에서 시작하여 약 26 km 계속되는 (6) Yap-5

기반암과의 경계는 뚜렷하지 않다. 그러나 해구 충전물의 발달이 미약하고 섭입과 관련된 지구조들이 보이지 않는다고 하여 양해구에서의 현재 섭입작용이 없다고 단언 할 수 없다. 급한 수 섭입각을 가진 해구의 경우 해구 충전물과 특징적인 지구조들의 발달이 미약할 수 있다. 또한 양해구의 해구 모양은 'V'자 형태의 둥고 가파르므로 만약 현재 섭입작용이 있다면 급한 섭입각을 가질 수 있다고 가정할 수 있다.

이 해구의 바닥에는 내부 반사면들이 산란되고 약간 북서쪽으로 기울어진 평균 200 ㎞ 정도 두께를 지닌 퇴적층이 관찰된다. F2층과는 차별성이 있을 것이라고 사표되지만 탄성파 해석상의 구별은 뚜렷하지 않다. 해구가 매우 깊고 해구벽과 해구 바닥에서 경사가 급격히 변하므로 탄성파 도면상 인위적인 포물선이 많이 관찰되며 또한 음원의 베타현상에 의한 인위적인 신호들로 인하여 하부층 또는

(7) Yap-6

전체 축선의 북서단에서 약 129 km 떨어진 곳에서 시작하여 약 17 km 계속되는 압해구 시스템의 대양쪽 사면에 해당하는 부분 축선이다 (Fig. 2-3-4, 2-3-10). 이 축선의 북쪽 연장지역은 캐롤라인해령에 속하는 지역으로서 이 부분 축선상에도 캐롤라인해령의 남쪽 연장 부분이 있을 것이라고 생각된다.

수심은 3,600~2,200 m 사이에 분포한다. 이 부분축선의 북서단은 수심대가 태평양의 평균 CCD값을 (3,300 m) 조금 초과하는 수심대이나 나머지 부분은 CCD 값을 초과하지 않으므로 이 부분 축선상 관찰되는 퇴적층은 F2층이라고 사료된다.

F2층의 두께는 약 200~300 m이다. 왕복 주시 시간으로 약 4 초대에 매우 강한 표층 및 저층반사면이 관찰되는데 인위적인 구조인지 아니면 실제 구조인지에 대해서는 불분명하다. 이 왕복 주시 4초는 약 3,000 m의 수심에 해당하며 이 심도는 태평양의 CCD 값과 매우 가깝다.

다. 토론 및 결론

남쪽 중앙 압해구 시스템을 동쪽으로부터 캐롤라인해령, 압해구, 전호분지, 압 열도, 그리고 배호분지를 거쳐 종단한 탄성과 단면을 분석하였다. 압해구는 'V'자 형태의 좁은 지형 특성을 가지며 전형적인 해구 충전 퇴적 구조는 관찰되지 않았다. 해구벽은 10° 이상의 급한 경사를 가지며 해구축에서 압 열도까지의 거리는 50 km 미만으로서 마리아나 해구에서 관찰되는 100 km 이상의 그것과는 현격한 차이를 보인다. 배호분지인 파라세벨라 분지의 동쪽 일부분이라고 생각되는 분지는 경사 1°미만의 매우 평평한 지대이다. 압해구 시스템의 열도쪽 경사면에는 스텝 단층들이 수심 3,000 m 그리고 4,300~5,200 m 사이에 존재한다. 압 열도는 중앙해령 같은 지형구조를 보여주며 소규모 단층으로 구획되어 있다. 캐롤라인해령의 일부분이라고 생각되는 지역은 비정상적으로 강한 표층 및 저층 반사면이 관찰되는데 인위적인 구조인지 실제 구조인지는 확실하지 않다.

분지에서는 뚜렷한 F1층이 관찰되지만 그 외의 지역에서는 F1층이 관찰되지 않았다. F1층이 존재한다고 하더라도 국지적으로 매우 얇은 두께를 가질 것이라고

사료된다. F2층은 측선의 전반에 걸쳐서 관찰되며 심지어 CCD 값 이상의 수심대에서도 퇴적층이 관찰되는데 F2층이 주로 탄산염층이라면 CCD 값 이상의 수심대에서 발견되는 퇴적층은 F2층과는 차별성을 보일 것이나 탄성파 단면상으로는 구분할 수 없다. F2층의 두께는 열도쪽 사면 및 압 열도에서는 약 100~200 m의 분포를 보이지만 대양쪽 사면 및 캐롤라인해령에서는 250~300 m의 두께를 보인다. 한편 CCD 값 이상의 수심대에 나타나는 퇴적층은 해구축이나 또는 경사가 완만한 곳에 위치하는데 150~200 m의 두께를 보인다. 전체측선의 북서단쪽 분지에서는 F1층이 평균 약 170 m의 두께를 가지며 하부층은 강하고 산란된 저층 반사면들을 가진 F2층으로서 평균 약 120 m의 두께를 가진다. 이 분지 중앙부분의 하부 F2층을 화산 분출층이 교란하는 듯한 돛구조의 기반암 상승부분 (Basement High)이 관측되며 이 돛구조의 중앙 부분에는 화산분출층과 F2층의 교란에 의하여 생성된 듯한 구조가 관찰되나 상부 F1층과의 관련성은 확실하지 않다.

압해구에서 활동 해구에서 나타나는 해구 충전물이 발견되지 않았다고 하여 현재 섭입작용이 없다고 단정할 수 없다. 압해구는 'V'자 형태를 가진 섭입각도가 큰 해구 일수 있으며 이 경우 퇴적물까지도 같이 섭입될 수 있다. 해구의 열도쪽 사면에는 스러스트 단층이 발견되는 것으로 보아 적어도 섭입작용은 있었던 것으로 사료된다. 현재 섭입작용의 유무는 불투명하지만 분지에서 F2층을 교란한 듯한 기반암 상승부가 관찰되는 것으로 보아서는 적어도 F2층 생성이후에 섭입과 관련된 화산 작용이 있었다고 추측할 수 있다. 그러나 이 기반암 상승부와 F1층과의 관련성은 아직 불분명하다. 현재 해구의 섭입작용이 있는지 또는 분지에서의 확장작용이 있는지 유무는 분지에서의 좀더 정밀한 탄성파 탐사가 이루어져야만 알 수 있을 것이다.

참 고 문 헌

- 김기영 외, 1992, 다중채널 해양 반사파 자료의 처리기술 개발 (I), 한국 해양연구소 보고서.
- 김한준 외, 1994, 다중채널 해양 반사파 자료의 처리기술 개발 (III), 한국 해양연구소 보고서.
- 김예동 외, 1995, '95 남극 해저 지질 조사사업 보고서, 한국 해양연구소.
- 남상현 외, 1996, '96 남극 해저 지질 조사사업 보고서, 한국 해양연구소.
- 남상현 외, 1997, '97 남극 해저 지질 조사사업 보고서, 한국 해양연구소.
- 한상준 외, 1995, 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경연구 (1차년도), 한국 해양연구소.
- AMG, 1991, AMG 37/43 Trace streamer technical manual : AMG, France.
Bergersen, D. D.
- Fujioka, K., T. Futura, G. Kimura, K. Kodama, K. Koga, S. Kuramoto, H. Matsugu, T. Seno, A. Takeuchi, M. Watanabe and S. Yamamoto, 1986. Sediments and rocks in and around the Palau and Yap Trenches: in Preliminary report of the Hakuho Maru Cruise KH86-1, Ed. Y. Tomoda: p. 38-148, Ocean Research Institute, University of Tokyo.
- Fujioka, K., A. Takeuchi, G. Kimura, J. Ashi, S. Kuramoto, H. Matsuoka and M. Watanabe, 1988. Sediments and rocks around the Yap Trench, in Preliminary report of the Hakuho Maru Cruise KH87-3, Ed. K. Kobayashi: p. 146-237, Ocean Research Institute, University of Tokyo.
- Hawkins, J. and R. Batiza, 1977. Metamorphic rocks of the Yap arc-trench system: Earth and Planet. Sci Lett., v. 37, p.216-229.
- McCave, R. and S. Uyeda, 1983. Hypcthetical model for the bending of the Mariana Arc: in The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands: part2. Ed. D E. Hayes: p. 281-293. Amer. Geophys. Union, Washington D.C.

- Morse, J.W. and F.T. Mackenzie, 1990. Geochemistry of sedimentary carbonates, Amsterdam, Elsevier, 707pp.
- Tayama, R., 1935. Topography, geology and coral reefs on the Yap Islands: Inst. Geol. Paleont., Fac. Sci., Tohoku Imp. Univ., Contri. 19, p. 1-43.
- Tokuyama, H., T. Asanuma, E. Nishiyama, H. Hatori, H. Chiba, S. Ueno, and N. Tomita, 1985. Multichannel seismic reflection survey, in Preliminary report of the Hakuho Maru Cruise KH84-1, p. 282-291, Ocean Research Institute, University of Tokyo.
- Yilmaz, O, 1987. Seismic data processing, Investigations in geophysics no. 2, Society of Exploration Geophysics, 526pp.

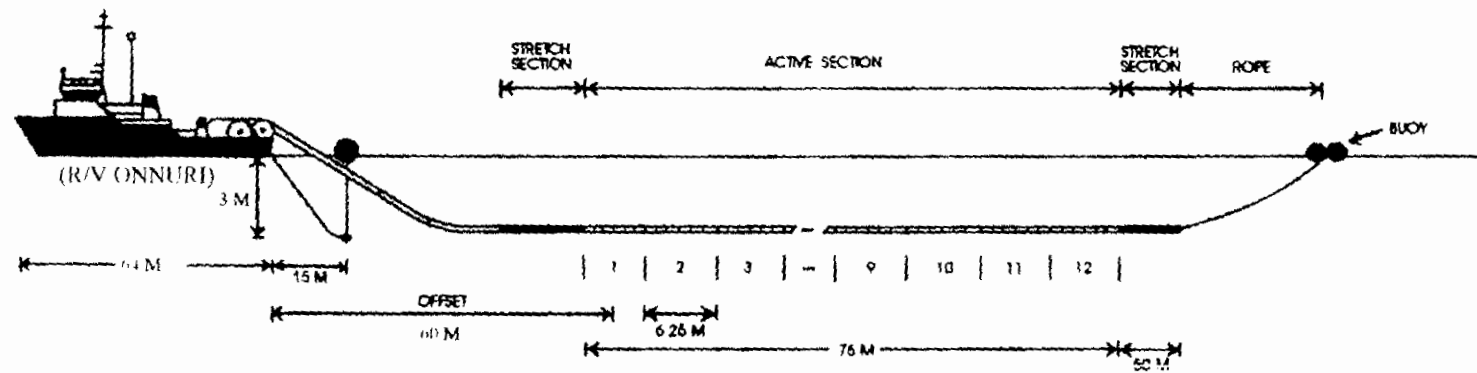


Fig. 2-3-1. The layout of 12 channel hydrophone streamer and sleeve gun installed on R/V Onnuri.

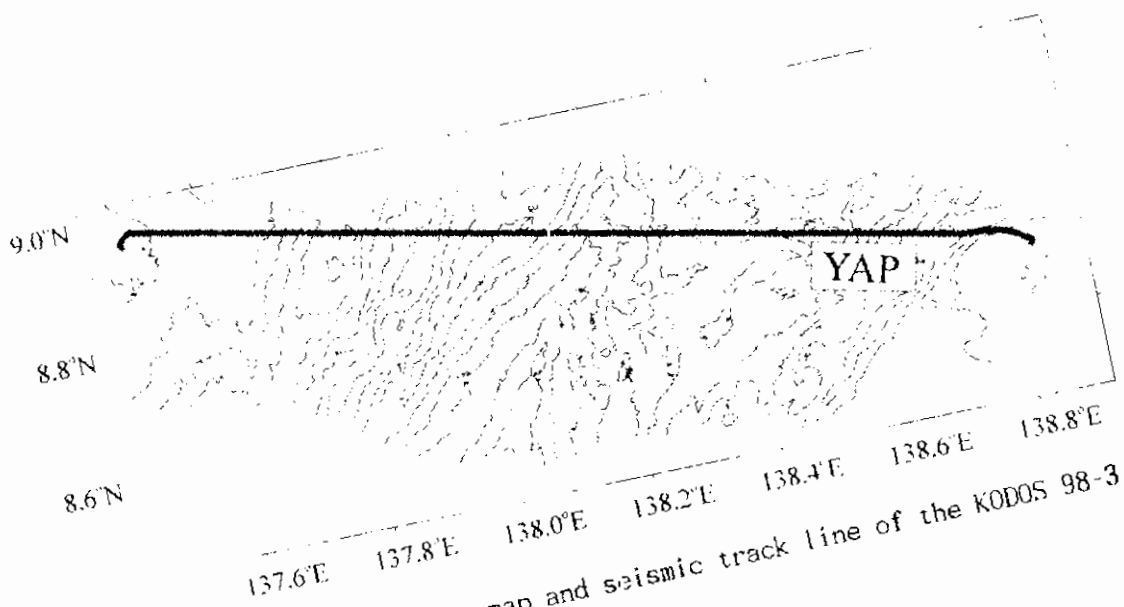


Fig. 2-3-2. Bathymetric map and seismic track line of the KODOS 98-3 survey area.

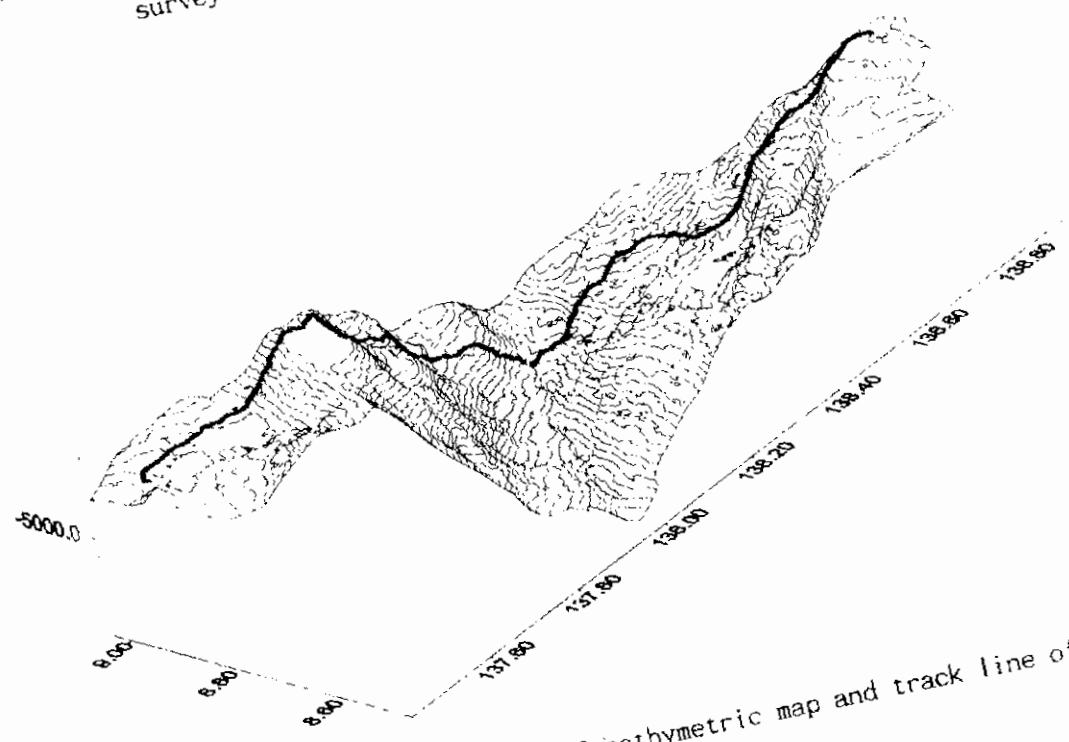


Fig. 2-3-3. Perspective view of bathymetric map and track line of survey area.

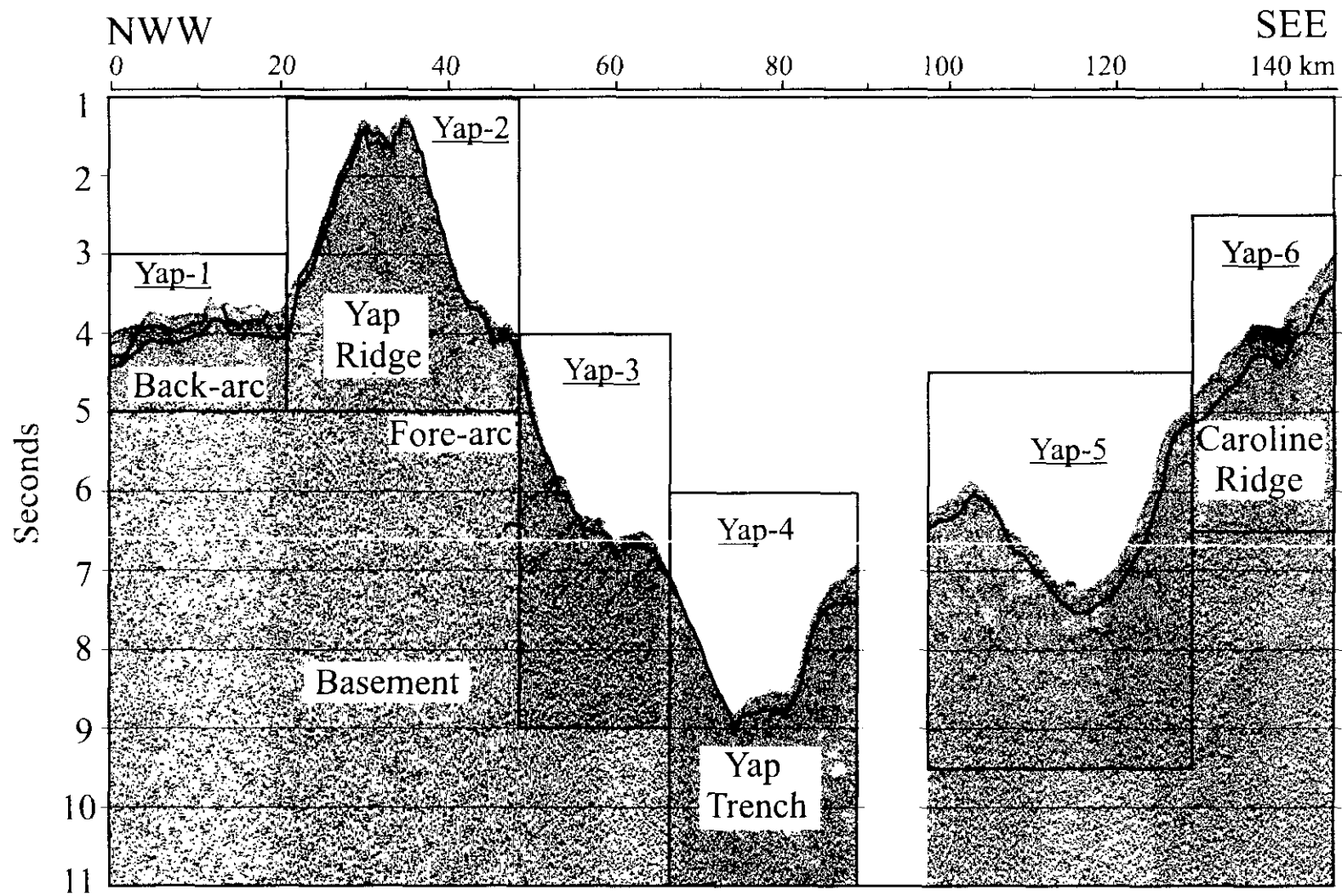


Fig. 2-3-4. Stacked section of seismic survey area that is divided into 6 partial sections. Solid line indicates an interpreted basement boundary and dashed line indicates a thrust fault.

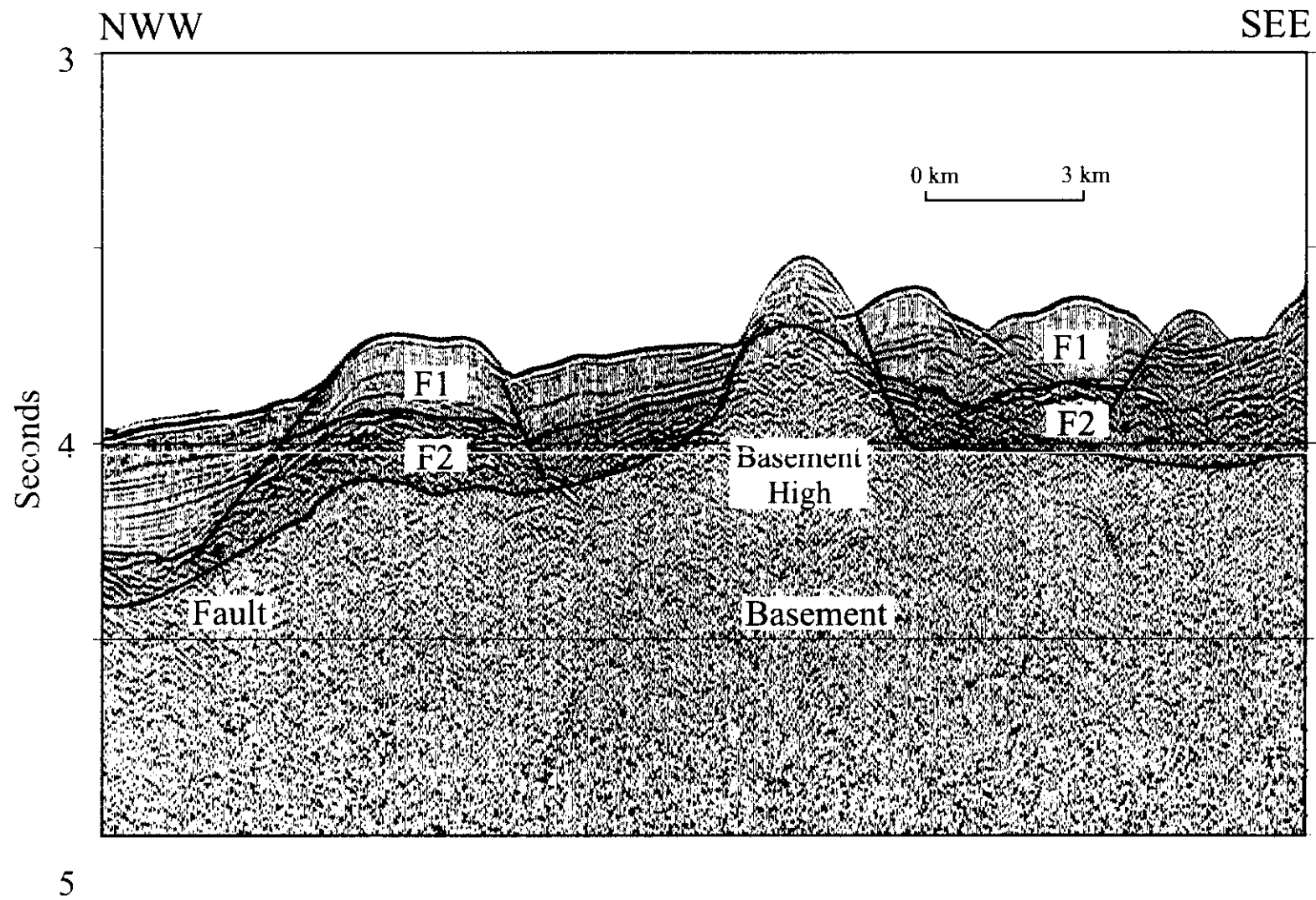


Fig. 2-3-5. The detailed section of 'Yap-1' in Fig. 2-3-4, which is the part of back-arc.

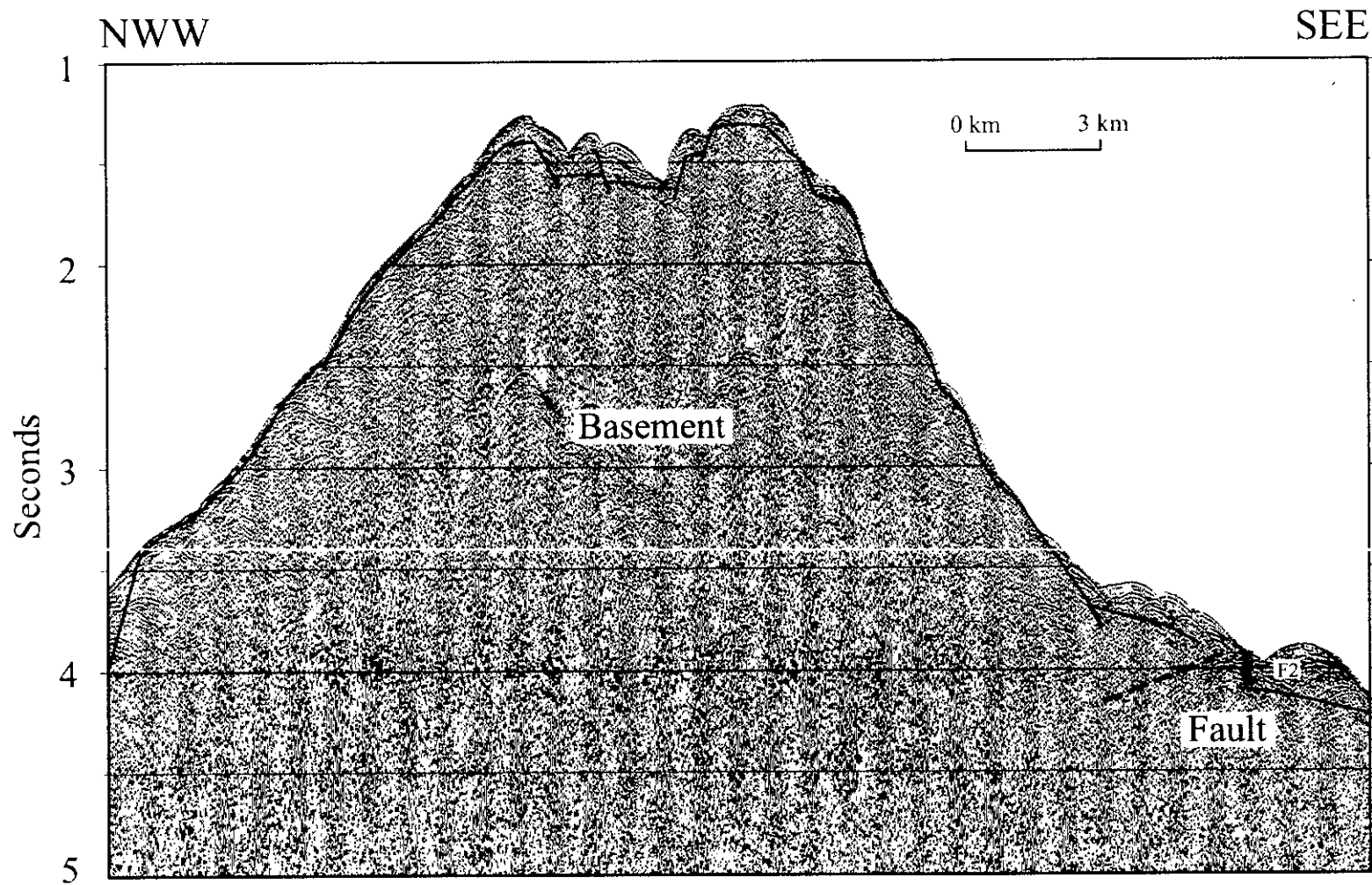


Fig. 2-3-6. The detailed section of 'Yap-2' in Fig. 2-3-4, which is the part of the Yap trench and the fore-arc.

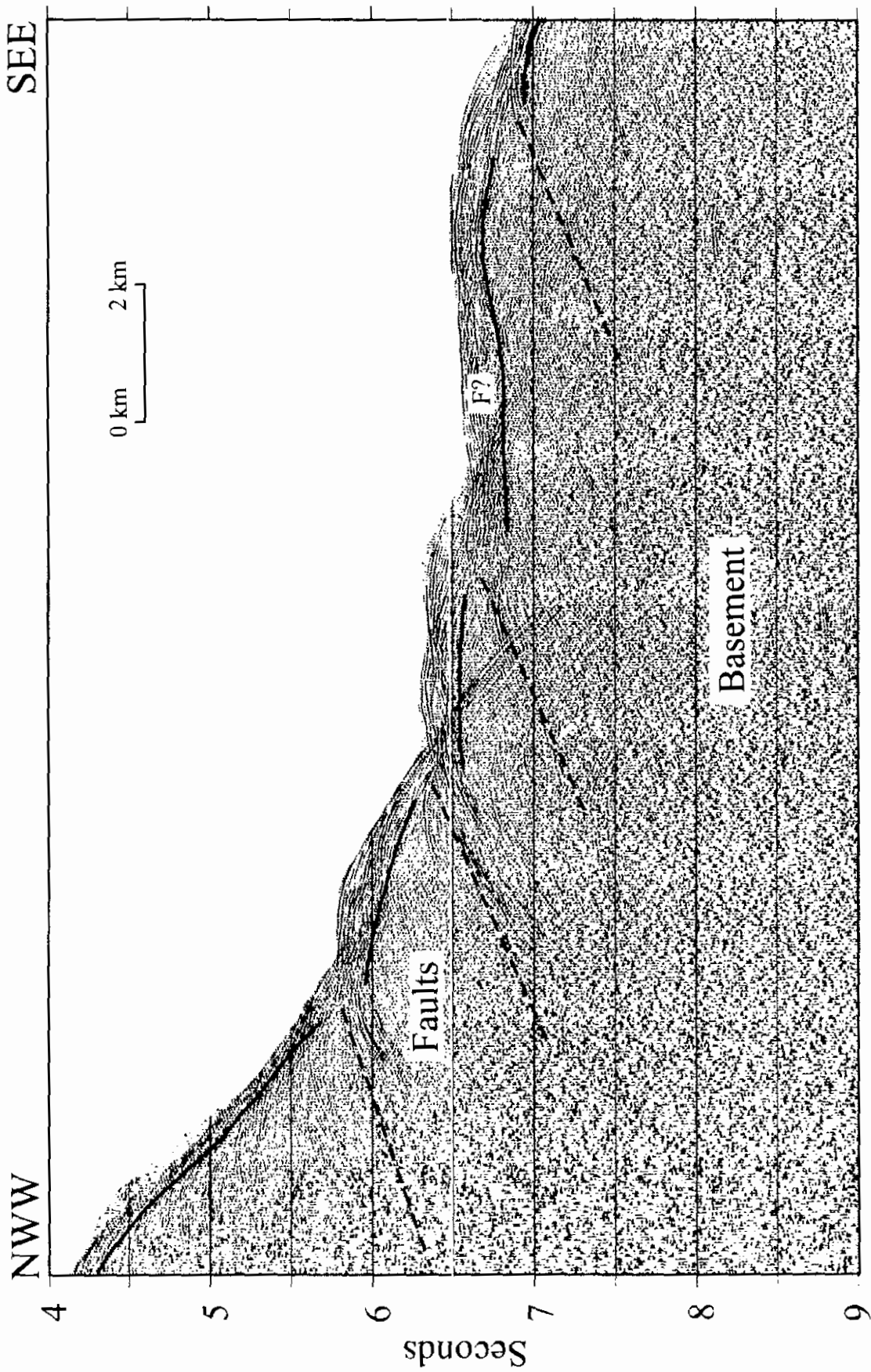


Fig. 2-3-7. The detailed section of 'Yap-3' in Fig. 2-3-4, which goes through the fore-arc.

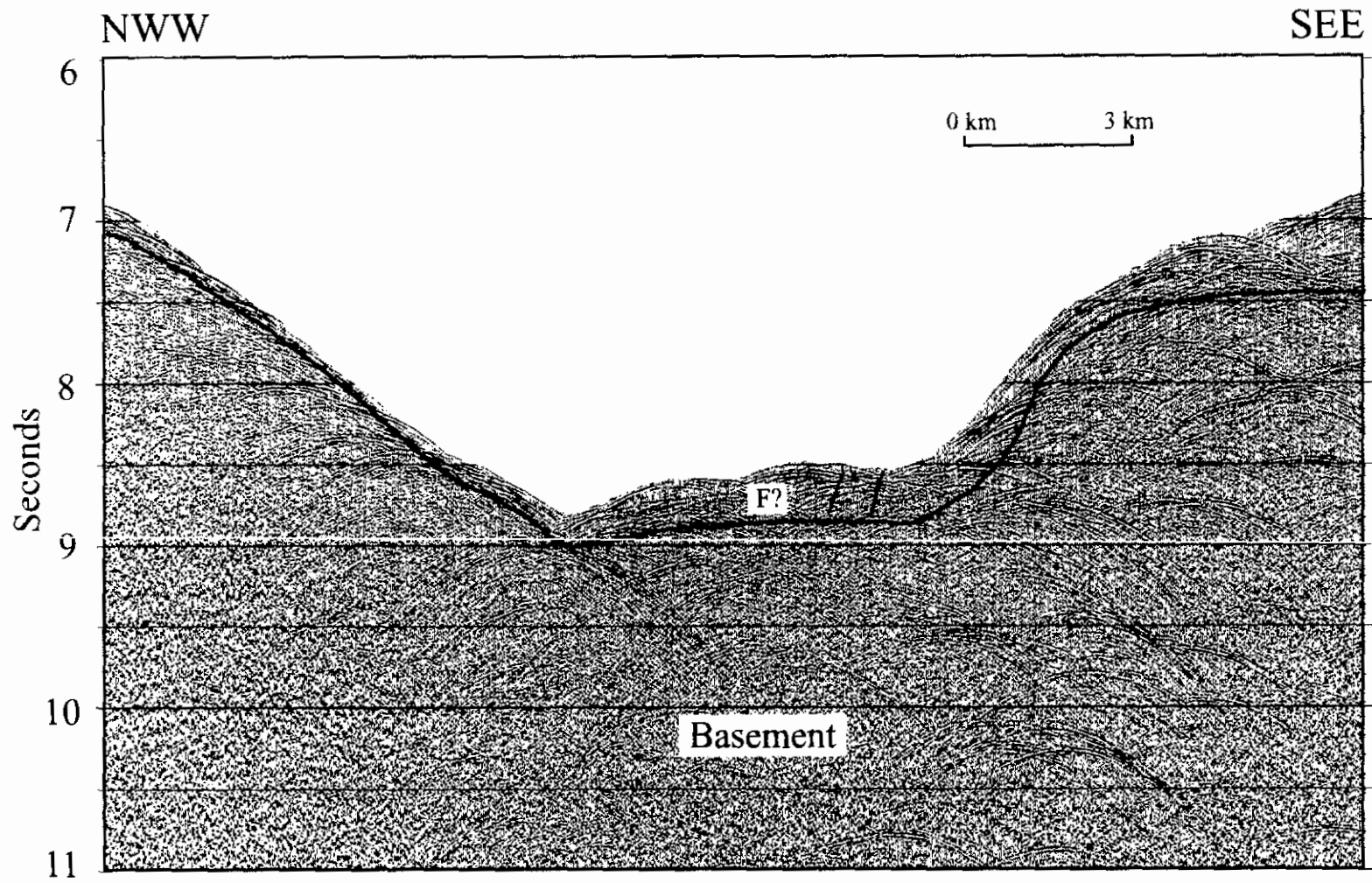


Fig. 2-3-8. The detailed section of 'Yap-4' in Fig. 2-3-4, which goes through the V-shaped trench.

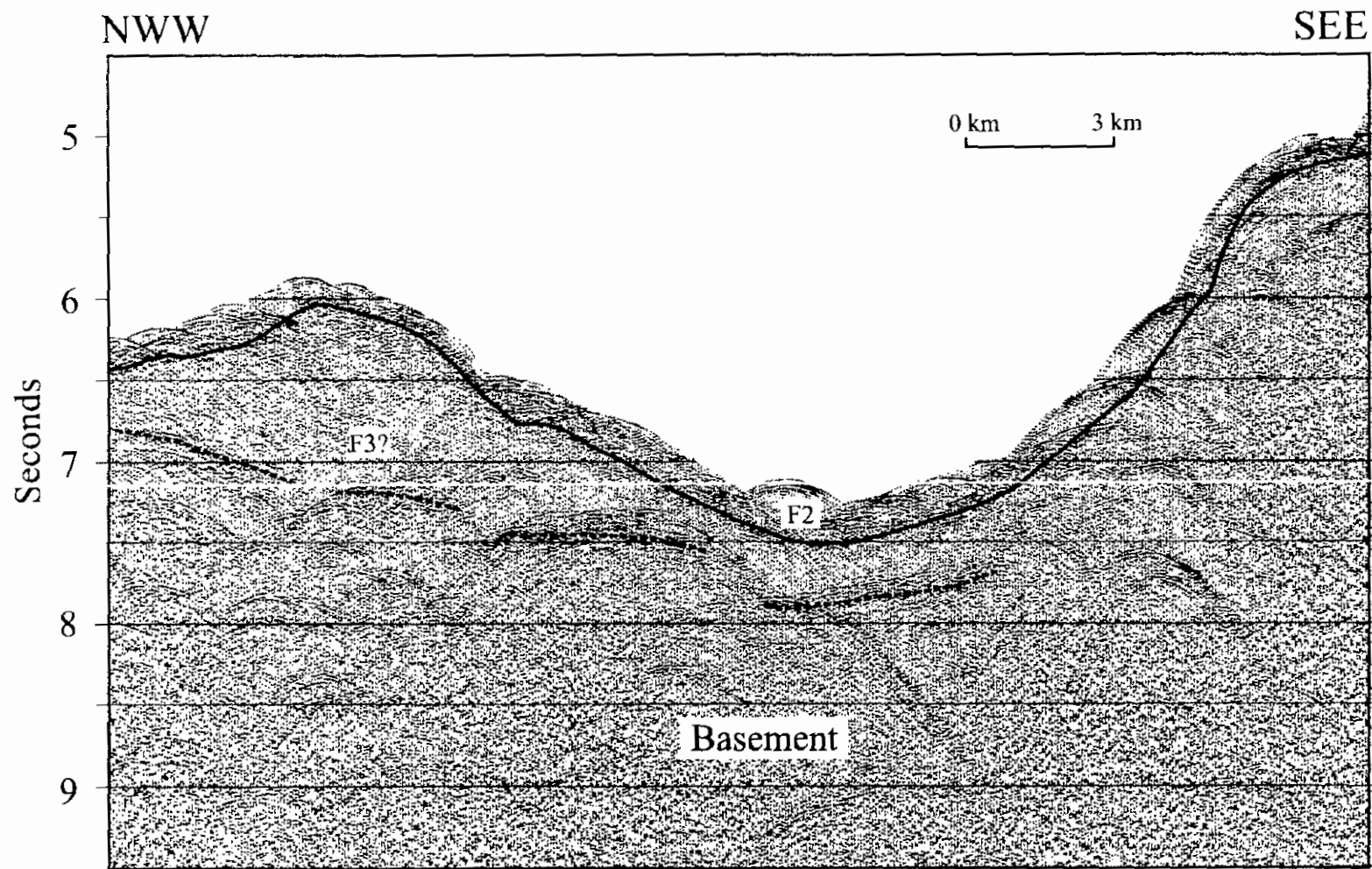


Fig. 2-3-9. The detailed section of 'Yap-5' in Fig. 2-3-4, which goes through the east slope of Yap trench.

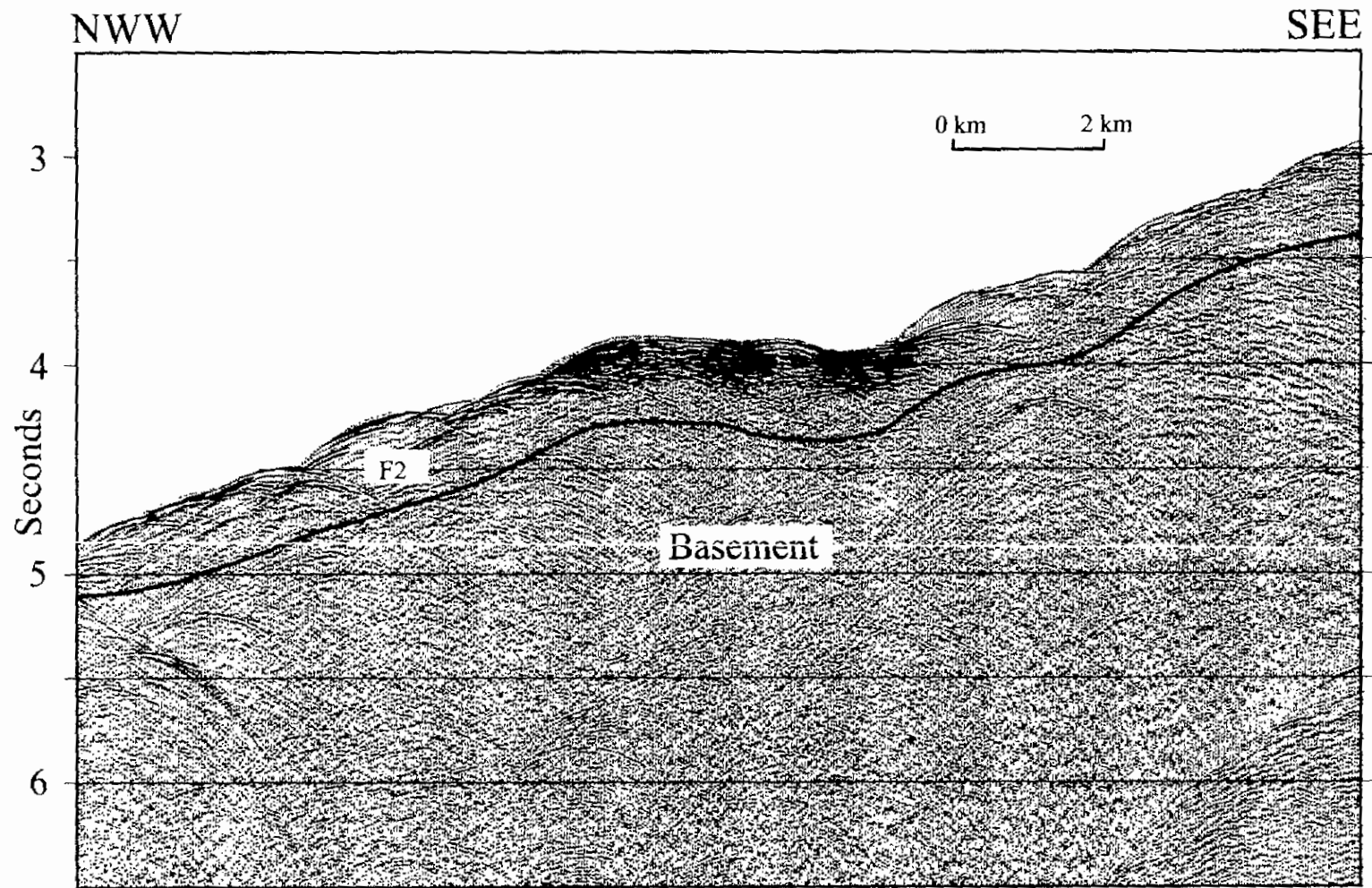


Fig. 2-3-10. The detailed section of 'Yap-1' in Fig. 2-3-4, which goes through the east slope of Yap trench and Caroline ridge.

제 3 장 해수 특성

제 1 절 서 론

제 2 절 연구항목 및 분석방법

제 3 절 결과 및 토의

제 4 절 앞으로의 연구방향

제 3 장 해수특성

제 1 절 서 론

1977년, 갈라파고스해역 (Galapagos, 21°N)에서 심해잠수정 'Alvin'에 의해 그동안 추측으로만 알려져 왔던 해저열수작용 (seafloor hydrothermal system)의 직접적인 증거가 확인된 이후 현재 동태평양해령 (East Pacific Rise)과 서태평양해역 및 중앙 대서양해령 (Mid Atlantic Ridge) 등 많은 지역에서 이러한 열수작용이 발견되어 보고된 바 있다 (Millero and Sohn, 1992; Hannington *et al.*, 1995). 해저화산활동에 의해 형성된 환경은 과거 육상의 그 어느 곳에서도 찾아볼 수 없는 특이한 환경으로서 지구 생물기원의 신비를 간직한 것으로도 알려져 있다 (Hessler and Kaharl, 1995). 아울러 이러한 생태학적인 관심과 함께 열수작용에 의해 형성된 열수광상은 해양자원개발 연구 차원에서 새로운 관심의 대상이 되고 있다. 열수작용을 받은 주변 지역은 해저화산활동에 의해 마그마가 분출되는 과정 속에서 주변의 수온이 낮은 해수와 만나 침식과 속성작용 등의 결과로 구리, 은, 아연 등이 풍부한 광상이 형성된다. 또한 미량원소, CO₂ 가스, 메탄 (CH₄), 헬륨 (³He), 망간, 철, REE 등의 성분들이 분출구 (chimney)를 통하여 구름 모양을 형성하여 해수로 공급되는 경로도 갖고 있다 (Lilley *et al.*, 1995). 현재 이러한 열수지역을 탐사하는 기법은 지구물리적 방법 외에도 해수 중의 여러 지화학적 인자들이 이용되고 있으며, 최근 여러 연구에서 보고된 대표적인 지화학적 추적자 (geochemical tracer)로는 메탄 (CH₄), 헬륨 (³He) 그리고 망간 등이 많이 이용되고 있다 (Horibe *et al.*, 1986; Belviso *et al.*, 1987; Cowen *et al.*, 1990; Charlou *et al.*, 1991).

열수작용에 의해 주변의 해수와 큰 농도 차를 보이는 성분은 용존산소, 질산염, pH 등과 같이 농도가 낮아지는 것들과 sulfide, ΣCO₂, NH₄⁺, 메탄 (CH₄), Mn 등 높게 나타나는 것으로 구분된다 (Fisher, 1995). 물론, 열수작용 중

일차적으로 주변 환경에 직접적으로 가장 큰 변화를 유발하는 것은 온도의 변화라고 할 수 있다. 실제로 온도의 변화는 활동적인 열수분출구 (chimney) 주변의 경우 약 350 ± 2 °C로서 주변의 수온 (약 2 °C 이하)과는 매우 큰 차이를 보이고 있다. 그러나 온도 변화의 영향 범위는 지화학적 인자 즉, 미량원소, ΣCO_2 , 메탄 (CH_4), 헬륨 (^3He) 등에 비교하여 좁은 지역에 나타나는 단점을 갖고 있다 (Hannington *et al.*, 1995; McDuff, 1995). 이러한 문제점을 해결하는 방법으로 선상에서 일정 수층을 상하로 주사 관측하는 방법 (Tow-yo system) 등도 수행되고 있다 (Baker *et al.*, 1995). 따라서, 열수광상 탐사는 지구물리 자료, 퇴적물 및 해수의 지화학 자료 등의 상호 정보교환을 통하여 탐사기법의 효율을 극대화할 수 있을 것으로 사료된다.

본 연구의 목적은 과거 열수작용이 활발하였을 것으로 알려진 압해구 해역에서 해수의 지화학적 특성연구를 통하여 열수광상 탐사기법을 개발하고, 우리 나라 관심해역인 서태평양 주변의 중·장기적 환경지표 마련을 위한 자료 구축에 있다.

제 2 절 연구항목 및 분석 방법

1. CTD 운영

해수중의 물리화학적 특성파악을 위하여 조사해역에서 CTD (Sea-Bird 911 Plus) system을 운영하였다. CTD system에 부착된 센서를 사용하여 수온, 염분 및 용존산소 등의 자료를 선상에서 획득하였으며, 채수기를 이용하여 채수된 시료는 선상에서 전처리한 후 냉동 보관하여 실험실에서 분석되었다. 또한 용존 산소 값의 보정을 위하여 현장에서 Winkler o-지드화 나트륨변법 (Grasshoff *et al.*, 1983)으로 측정하였다. 시료의 채취는 총 9개의 정점에서 평균 12개 이상의 수심을 선정하여 실시하였다 (Fig. 3-1). 연구해역의 정점 및 시료채취 지점은 동경 $137^{\circ}28' \sim 138^{\circ}50' \text{ E}$ 과 서경 $8^{\circ}30' \sim 9^{\circ}00' \text{ N}$ 사이의 해역으로서 정점 HCTD 05를 중심으로 동쪽에서 서쪽으로 약 140 km의 거리이다. 정점 HCTD 01, 05 그리고 06을 중심으로 하나의 측선 상에 도시하였다 (Fig. 3-1).

2. 총 무기탄소량 (ΣCO_2)

본 연구에서 ΣCO_2 의 측정은 현장에서 채수된 해수의 pH 및 0.01N HCl 적정 후 측정된 aH (Hydrogen ion activity)를 이용하여 아래의 식을 사용하여 계산되었다. 아래 계산식에서 f, A 및 F_T 는 Parsons *et al.*, (1984)이 제시한 온도와 pH에 따른 상수값을 사용하였다.

$$\Sigma\text{alkalinity (meq/l)} = 2.500-1250 * \text{aH}/f \quad \dots\dots\dots \textcircled{1}$$

$$\text{pH (at in situ temp. } t_2) = \text{pH}_{t_1} + 0.0114 (t_1-t_2) \quad \dots\dots\dots \textcircled{2}$$

$$\text{Carbonate alkalinity} = \Sigma\text{alkalinity} - A \quad \dots\dots\dots \textcircled{3}$$

$$\Sigma\text{CO}_2 = \text{carbonate alkalinity} * F_T \text{ (millimoles/l)} \quad \dots\dots\dots \textcircled{4}$$

3. 영양염류 (Nutrients)

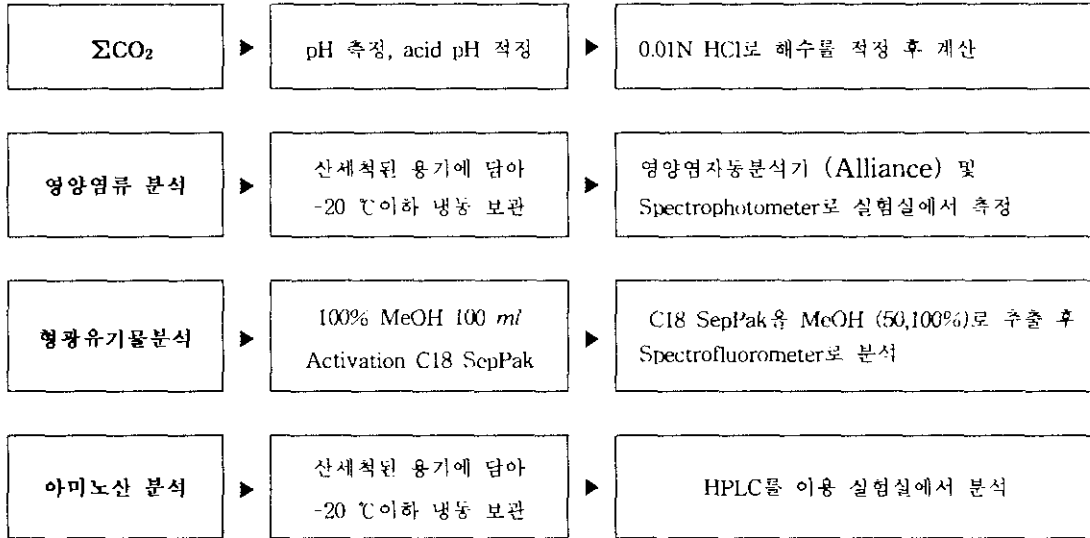
본 연구에서 분석된 영양염류는 질산염-질소, 아질산염-질소, 인산염-인 그리고 규산염-규소 등이다. 현장에서 냉동 보관된 시료는 실험실로 옮겨진 후 영양염 자동분석기 (Alliance) 및 spectrophotometer로 분석하였다 (Parsons *et al.*, 1984).

4. 형광유기물 분석

형광유기물의 분석은 해수 1 l를 C18 SepPak cartridge에 통과하여 50% 및 100% MeOH로 추출하였다. 추출된 시료는 세척된 유리병에 담아 냉동 보관하였다. 시료의 분석은 spectrofluorometer (Hitachi, F-4500)로 분석되었다. 채수된 시료 1 l를 현장에서 C-18 Sep-Pak cartridge (Waters)로 추출하였으며 추출된 유기물의 형광측정은 실험실에서 spectrofluorometer로 형광 분석하였다 (Park *et al.*, 1995). 용존 유기물의 3차원 형광분석은 excitation 파장 범위 220에서 520 nm, 그리고 emission 파장 범위 260 에서 560 nm 까지, excitation 10 nm 간격으로 반복 scan 하였다. 표준형광의 계산은 생거대 물질의 경우 $\text{Ex}_{260\text{nm}}/\text{Em}_{330\text{nm}}$ 에서

tryptophan (Sigma, T-0254) 1 ppb 형광을 1 TU (Tryptophan unit)로, 지구거대물질은 Ex_{330nm}/Em_{430nm}에서 0.01N H₂SO₄, quinine sulfate (Fluka, 22640) 1ppb 형광을 1 QSU (Quinine sulfate unit)로 하였다.

현장에서 수행된 시료의 전처리 과정 및 분석절차는 아래와 같이 수행하였다.



제 3 절 결과 및 토의

1. 연구해역의 수리적 특성

연구해역은 동경 138°10′ E 부근에 심해저 해구 (trench, 수심 약 7,500 m)를 중심으로 서쪽으로 압열도가 형성되어 있고 동쪽으로는 캐럴라인 지역이 위치하고 있다. 압열도의 서쪽방향에 형성된 배호분지 지역에서 6개 정점 (HCTD 01, 02, 03, 04, 08, 09)과 해구지역에서 1개 정점 (HCTD 05) 그리고 캐럴라인 지역 쪽으로 2개 정점 (HCTD 05, 06)에서 CTD system를 이용하여 수온 및 염분 그리고 용존산소 (DO)등을 측정하였다.

연구해역에서의 용존산소량은 1.8~4.3 mg/l 의 범위로 측정되었다. 최대값은 순환체계에 의해 태평양 심층수 농도는 대서양 심층수보다 낮은 값을 갖고 있다. 있다 (Broecker, 1974; Kester, 1975; Miller and Sohn, 1992). 아울러 대양의 증축에 산소최소층이 존재하고 저층까지는 다시 서서히 증가하는 것으로 알려져 있으며, 교환작용에 의해 표층에서는 약 3%정도 과포화 상태 (supersaturation)이며, 부착하여 현장에서 실시간 자료를 제공받을 수 있다. 용존산소는 대기와의 1888년 Winkler에 의해 분석방법이 소개된 이후 현재는 CTD에 직접 센서를 붙여와 관련되어 여러 정보를 내포하고 있다 (Miller and Sohn, 1992). 특히, 용이하며, 해수의 유동, 물질의 산화 환원, 광합성작용 및 생물의 호흡 등 많은 용존산소이다 (Kester, 1975). 해수중 용존산소는 다른 항목에 비교하여 측정이 해수중의 기체 중 CO₂와 함께 생지화학적 연구에서 중요시 인식되는 항목은 차이도 거의 없는 것으로 확인되었다.

모든 정점이 유사한 것으로 나타났으며, 수온의 경우와 같이, 지역적인 평균의 변화를 보이고 있다 (Fig. 3-2). Fig. 3-2에 나타낸 각 정점별 수직분포를 보면 최대값을 보인 수심 100~300 m 수층은 수온약층이 형성된 수층으로서 다소 산만한 최소값은 표층부근에서 관측되었고, 최대값은 수심 100~300 m 부근에서 나타났다. 염분은 34.2~34.8 psu의 범위로 전체적인 변화의 폭은 좁게 나타났다. 등으로 구분하였다.

포함하여 영양염 등의 변화 폭이 큰 수심 1000 m까지 그리고 1000 m이하 저층 계산하였다 (Table 3-1). 수층은 표층에서 수심 100 m까지, 그리고 수온약층을 배호분지 지역의 6개 정점과 나머지 정점들을 각각 그룹으로 하여 수층별 평균을 °C 정도를 나타낸 것으로 판단된다. 연구해역의 각 조사정점들은 양열도를 축으로 작업여건상 더 이상의 수심을 측정하지는 못하였으나 해구의 최저수심에서도 약 1 수온은 해구지역 5,500 m 수심에서 약 1 °C로 관측되었다. CTD 케이블 길이 등 완만한 감소를 보이며 감소하여 저층 수온은 2 °C의 값을 보였다 (Fig. 3-2). 최저 급격히 떨어지며 300 m 수층에서는 10 °C로 낮아졌다. 300 m 이하 저층까지는 거의 없는 것으로 나타났다. 수심 100 m를 전후하여 수온약층이 발달되어 수온이 연구해역의 수온 분포는 표층의 경우, 30±0.3 °C의 값으로 정점별 변화가

표층이하 유광층대에서 나타났으며, 최소값은 수심 300 m 부근에서 관측되었다 (Fig. 3-2). 표층 및 유광층에서의 최대값은 대기와의 교환 및 식물플랑크톤에 의한 광합성작용 등에 기인한 것으로 판단되며, 300 m 이하 수층에서 산소최소층이 형성된 것은 생물에 의한 호흡 및 유기물 산화과정 등에 의한 것으로 사료된다.

한편, 용존산소의 수직분포에서 흥미로운 사실은 중층수 (750~1500 m사이)에서 약간의 농도변화가 발견된 것이다. 용존산소의 정점별 수직분포 (Fig. 3-2)에서 1500 m의 경우, 2.43 ml/l 에서 2.21 ml/l로 약 10%의 급변층이 관측되었다. 이러한 현상은 산소최소층 이하의 수층에서 산소가 다시 증가하면서 동물플랑크톤-미생물간의 유기물 소모와 연관된 것으로 보고된 바 있다 (Wishner, 1995). 또한, 본 연구소에서 수행된 98 심해저 광물자원탐사 보고서에 따르면 태평양 심해연구해역 (KODOS area)에서도 용존산소의 변화층 (수심 750 m)이 확인되었으며, 이 수층에서 미생물이 주변보다 높은 현상을 보이고 있었다 (해양수산부, 1998). 연구해역의 경우, 이를 구체적으로 뒷받침할 수 있는 자료의 부족으로 정확한 해석을 할 수 없으나, 태평양 심해연구해역과 유사할 것으로 판단되며 이에 대한 집중적 연구가 필요할 것으로 사료된다.

이상의 결과로부터, 연구해역의 수온, 염분 및 용존산소량은 대양의 수직적 분포특성을 나타내고 있었으며, 해역별로 압열도에 의해 구분된 배호해역과 해구지역을 포함한 캐럴라인 지역이 큰 차이를 보이지 않는 것으로 나타났다.

2. 총 무기탄소 및 영양염 분포 특성

CO₂는 지구 탄소순환 및 지구 환경연구와 관련하여 관심의 대상이 되고 있다. 또한, CO₂는 지구온난화 가스로서 기온 변화 및 해수면 변화를 유발시키는 주요인으로도 알려져 있다 (Goyet and Pe tzer, 1994; Murray *et al.*, 1995). 한편 해수 중의 CO₂ 농도는 식물플랑크톤에 의한 광합성작용과 생물대사과정에서 방출되는 호흡작용 등의 생물학적 순환과정과 CO₂ 용해도 및 해양-대기간의 교환 등 물리·화학적 영향에 의해 결정된다 (Libes, 1992). 아울러, CO₂는 해수 중에서 양이온 (약 606 mmole/kg)과 음이온 (604 mmole/kg)간 이온 평형상태를 유지시키는

중요한 역할을 담당하고 있다 (Skirrow, 1974). 해수내의 무기탄소는 식물플랑크톤의 광합성작용에 의해 유기탄소로 전환되며, 해수면에서는 대기와의 상호 교환이 지속적으로 진행되고 있다. ΣCO_2 의 적정은 여러 방법에 의하여 측정되고 있으며, 기본적으로 널리 이용되는 방법은 Gripenberg (1936)에 의해 제안된 역적정법 (back titration method), photometric titration, potentiometric titration 그리고 수소이온 농도법 (pH method) 등이다. 본 연구에서 수행된 방법은 Anderson and Robinson (1946)에 의해 처음 소개된 이후 많은 실험적 보완을 거쳐 현재는 널리 사용되고 있는 산적정법이다 (Grasshoff *et al.*, 1983; Parson *et al.*, 1984).

연구해역의 총 무기탄소의 값은 ΣCO_2 의 몰농도로 표시하였다. ΣCO_2 는 1.47~2.50 mM의 범위와 전체 평균 2.20 mM의 농도 값으로 조사되었다. 최저 농도값은 표층부근의 수심에서 나타났으며 최대농도는 2000 m의 수심에서 측정되었다 (Fig. 3-3). 수심별로 표층이하 200 m 수심까지는 2.0 mM 이하의 농도 값으로 나타났는데, 이것은 대기와의 상호 교환 작용 및 유광층 (euphotic zone)에서 광합성 작용에 의한 것으로 사료된다. 300 m이하 저층까지는 평균 2.3 mM로 표층 평균 (약 1.8 mM)에 비교하여 27.8% 높은 농도를 나타내었다. 한편, 압열도에 의해 구분된 해역별 평균 농도는 큰 차이를 보이지 않았으나 (Table 3-1) 수직분포도에서는 압열도가 다소 복잡한 양상을 나타내고 있다 (Fig. 3-4). 연구해역의 중층 및 저층수의 농도 값은 비슷한 시기의 태평양 심해연구해역에 비교하여 5~10% 정도 높은 값을 보였다. 대양의 ΣCO_2 농도는 태평양 저층수가 인도양 및 대서양 저층수 보다 높은 것으로 알려져 있고 (Broecker, 1974), 특히, 열수분출 작용이 활발한 해역은 약 5.4 mM의 값으로 주변 해수의 농도 (약 2.2 mM) 보다 2배 이상 높은 값을 보인다 (Fisher, 1995). 그러나 현재의 연구결과만으로는 연구해역의 다소 높은 값이 열수작용에 의한 것으로 단정할 수 있는 구체적 근거가 부족하고, 또한 Fig. 3-4에 나타난 것과 같이 수직 농도변화 양상을 구체적으로 파악하기에는 조사정점이 부족하였다. 따라서 앞으로 이와 관련된 보완적 연구가 필요한 것으로 판단된다.

본 연구에서 분석된 영양염류는 질소계 영양염인 질산염과 아질산염, 그리고 인산염, 규산염 등이다. 이들 성분들은 생산자인 식물플랑크톤의 성장 제한요인으로서 (Spencer, 1975), 이들의 분포는 생물 군집에 직접적 영향을 미치는 것으로 알려져 있다. 연안환경의 경우, 영양염 주 공급원은 육상으로부터 유입원이 큰 비중을 차지하고 있으나 대양의 경우 영양염은 수괴 내에서 미생물의 유기물 산화과정에 의해 재생산되고, 식물플랑크톤에 의해 소비되는 순환과정을 갖고 있다. 또한 영양염 농도 급변화층 (nutricline)은 수온약층 (thermocline) 및 밀도약층 (pycnocline)과 함께 해양환경을 이해하는 중요한 현상 중의 하나로 알려져 있다 (William and Paul, 1995).

연구해역의 각 정점에서 분석된 영양염의 수직분포도를 Fig. 3-3에 나타내었다. 질소계 영양염 중 대부분의 농도를 차지하는 질산염은 0.4~33.3 μM 의 농도 범위로 측정되었다. 질산염의 농도는 표층 이하 유광층대에서는 대부분 1 μM 이하의 낮은 농도로 고갈되어 있고, 수심의 증가에 따라 점차 증가하여 저층에 농축되어 높은 수직분포를 보였다. 수심 100~300 m 사이에는 영양염의 농도 급변화 현상 (nutricline)이 잘 발달되어 있었으며 1000 m이하 저층은 완만한 변화를 나타내었다. 이러한 분포는 생물적 이용에 의해 표층수 이하 유광대에서는 고갈되고 영양염 재순환 과정 (regeneration)에 의해 저층수는 농축된 것으로 사료된다. 특히 표층이하 수심 1000 m 사이는 질산화과정에 의해 농도구배의 수직경사도가 높게 나타났으며 수심 1000 m 부근에서 최대 농도 값을 보이는 것으로 조사되었다.

아질산염은 질산염과 암모니아 사이의 중간산물로서 화학적으로 불안정한 것으로 알려져 있다 (Spencer, 1975). 따라서 아질산염은 일부 연안을 제외한 대부분의 해양환경에서는 1 μM 이하의 농도로 존재하고 있다. 본 연구해역의 아질산염은 0.07~1.14 μM 범위로 평균 0.18 μM 로 측정되었다. 적도 태평양에서와 같은 아질산염의 최대 농도층 (수심 약 100 m 부근)이 정점 HCTD-03, 04, 06을 제외한 전 조사해역에서 잘 관측되었다 (Fig. 3-3). 이러한 최대 농도는 표층부근에서 대기로부터의 충분한 산소교환에 따른 암모니아의 산화과정 ($\text{NH}_3 \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO}_3^-$)에 의한 것으로 보고된다 (Spencer, 1974; Millero and Sohn, 1992).

본 연구해역의 인산염 및 규산염의 농도는 각각 0.16~2.84 μM 과 0.8~147.7 μM 의 농도 범위로 측정되었다 (Fig. 3-3). 인산염의 수직 분포 특성은 질산염의 분포 경향과 유사하게 나타났는데 이는 미생물에 의한 유기물 분해과정 속에 질산염과 함께 재생산된 것으로 사료된다 (Spencer, 1974). 규산염은 질산염이나 인산염 보다 농도변화 경사도가 다소 완만하게 보이고 최대수심 또한 1000 m 이하에서 나타났다 (Fig. 3-3). 규산염은 용해에 의한 재생산 속도가 질산염 및 인산염의 생화학적 재생산 속도보다 빠르지 못하기 때문인 것으로 사료된다 (Spencer, 1974).

압열도에 의해 구분된 해역별 평균 농도는 질산염, 인산염 및 규산염 등 큰 차이를 보이지 않았다 (Table 3-1). 그러나 각 영양염은 캐럴라인지역 해역보다는 배호해역의 수직분포가 ΣCO_2 의 경우와 유사한 양상을 보였다 (Fig. 3-5, 3-6, 3-7). 이러한 결과는 배호해역의 중층 및 저층수가 해구지역 및 캐럴라인 지역보다 상대적으로 다양한 환경의 변화에 의한 영향을 받고 있음을 알 수 있다.

3. 형광유기물 특성

물질의 광물리화학 특성을 이용한 형광 연구는 수괴파악을 위한 지화학적 추적자로서 이용되고 있으며, 최근에는 유기물 연구분야에도 활용되고 있다 (Laane, 1982; De Souza Sierra *et al.*, 1994; Coble, 1996). 해양의 유기물들은 형광특성에 따라 humic-like substance (Gelbstoff: geomacromolecule)와 protein-like substance (biomacromolecule) 등의 고유 형광소 (fluorophore)로 분리하여 (Mopper and Schultz, 1993; Park *et al.*, 1995; Coble, 1996; Son and Park, 1997), 유기물의 약 70%를 차지하는 특정 지워지지 않은 부분 (non-characterized fraction)인 humic compound 연구에 이용되고 있다 (Williams and Druffel, 1987; Hayase and Shinozuka, 1995; Colombo *et al.*, 1996). 이러한 유기물의 형광연구는 영양염류와 같이 생물친화적 화합물로서 심해환경, 즉 수괴특성 연구에 매우 유용한 것으로 알려져 있다 (Hayase *et al.*, 1988; Coble *et al.*, 1993; Determann *et al.*, 1994). 본 연구에서는 형광특성에 따라 생거대물질

(biomacromolecule)과 지구거대물질 (geomacromolecule)로 구분하였다 (Park *et al.*, 1995). 형광유기물 분석은 배호해역의 정점 HCTD 01, 03과 해구지역인 정점 HCTD 05에서 수행되었다.

연구해역의 생거대물질 형광세기는 0.30~1.38 TU의 범위로 분석되었다. 정점 HCTD 01은 0.46~1.38 TU의 범위로 측정되었으며, 정점 03 및 05는 0.41~0.65 TU와 0.30~0.80 TU 범위로 분석되었다. 최대값은 정점 01의 표층에서 나타났으며, 최소 값은 각 정점의 2000 m 부근의 수심에서 측정되었다 (Fig. 3-8). 생거대물질의 분포는 용존유기탄소 (DOC)의 분포와 유사한 것으로 보고되고 (Tanoue, 1993; Coble, 1996), 공급원으로는 유광층에서의 광합성 및 생물대사작용 그리고 생물 사체의 분해 등에 의한 유기물의 공급에 의한 것으로 알려져 있다 (Rashid, 1985). 흥미로운 사실은 Fig. 3-8의 정점별 수직분포에 나타나듯이 중층수 (수심 1500~2000 m 사이)에서의 증가현상이다. 생거대물질의 수직분포 특성은 표층이하 유광대에서 높고 수심의 증가에 따라 점차 감소하는 것으로 보고되고 있으나 (Coble *et al.*, 1993; Son and Park, 1997) 본 연구해역에서는 2차 증가현상이 나타난다는 것이다. 이러한 증가 현상은 용존산소의 이상 농도현상을 보인 수층 (1400 m 부근)의 바로 아래 수심으로서 미생물에 의한 유기물 분해에 따른 증가로 해석될 수 있다. 그러나 앞서 언급된 바와 같이 이러한 현상의 정확한 규명을 위해서는 좀더 관련된 자료가 요구된다.

지구거대물질의 형광세기는 0.06~0.48 QSU 범위로 측정되었다. 지구거대물질은 생거대물질의 분포 특성과는 상이한 양상으로 표층수에서 최소치를 보이고 수심의 증가에 따라 수심 300 m 까지 빠르게 증가한 후 1000 m 이하 저층까지 점차 일정한 값을 보였다 (Fig. 3-8). 정점별로는 HCTD 01: 0.10~0.48 QSU, 03: 0.10~0.30 QSU 그리고 05: 0.06~0.29 QSU의 범위로 분석되었다. 표층에서의 낮은 형광세기는 광분해에 의한 것으로 판단되며 (Kieber *et al.*, 1990; Chen and Bada, 1992), 지구거대물질의 분포는 생거대물질의 분포 특성과는 달리 영양염류 (특히 질산염, 인산염)의 수직분포와 높은 유사성을 갖는 것으로도 알려져 있다 (Hayase *et al.*, 1988; Coble *et al.*, 1993; Mopper and Schultz, 1993; Determann *et al.*, 1994). 지구거대물질은 유광층에서 형성된 유기물들이

미생물의 산화과정 중에 영양염들이 재생산되고 점차 분해가 어려운 humic substance로 전환되는 과정에 따라 증가된다 (Rashid, 1985). 이러한 과정속에서 지구거대물질은 유기물 중의 한 성분으로 금속이온들과 유기금속 착화합물을 형성하고 축합과정 등을 통하여 저층으로 침전하게 된다 (Aiken *et al.*, 1985). 열수작용에 의해 주변 해수로 과량 공급된 금속이온들은 산화환원과정과 생지화학적 작용에 의해 침전 및 변형되고 (Lilley *et al.*, 1995), 이러한 과정 중에 복합유기물들은 금속이온들과 착화합물을 형성하게 된다. 따라서 앞으로의 연구과제는 형광유기물을 이용한 유기금속 착화합물의 수층별 성분 및 분포 특성 등에 관한 연구를 수행할 예정이다.

제 4 절 앞으로의 연구방향

본 연구는 해수의 지화학적 인자를 이용하여 열수광상 탐사기법 개발을 목적으로 해수 중의 여러 지화학 성분들을 분석하였다. 연구결과로부터 현재 연구해역의 해수 중에는 열수작용의 뚜렷한 증거를 찾을 수는 없었다. 그러나, 만일 열수작용이 진행되고 있었다면, 충분히 그 징후를 찾을 수 있었을 것으로 판단된다. 한편, 본 연구자료는 차후 배타적 경제수역 내에서 수행될 개발 및 채광에 따른 이해 당사자국 간의 환경협회가 불가피하며 이에 대비한 중, 장기적 환경자료 구축 차원의 또 다른 의의를 내포하고 있다.

아울러, 탐사기법의 개발을 위해서는 다양한 지화학적 추적자를 확보해야하며, 가능한 현장에서 자료를 획득하는 실시간 관측 방법이 탐사효율을 극대화하는 방안이라 사료된다. 일례로 CTD system에 의한 온도, 용존산소 및 투광도 등의 자료는 비교적 정확한 자료를 현장에서 얻을 수 있으며, 이러한 자료를 토대로 하여 시료 채취 정점 및 수심 등을 결정하는 중요한 정보를 제공받을 수 있다. 현재 일본 등의 선진국에서는 Mn 등 이상농도 (anomaly)현상을 보이는 성분들에 관한 자료를 현장에서 직접 얻고 있다. 이러한 현장 관측기법의 개선은 열수광상 탐사에 유용한 것으로 앞으로 지향하여 할 방향으로 사료된다. 또한, 열수광상

탐사는 앞서 언급된 바와 같이 지구물리 및 퇴적물 특성 그리고 해수의 지화학 특성 등의 다각적 연구를 통한 상호 정보교환 속에 효율을 극대화할 수 있을 것으로 사료된다.

참 고 문 헌

- 해양수산부, 1998. '98 심해저 광물자원탐사 보고서 I 정밀탐사 및 환경연구. 해양수산부, 1209pp.
- Aiken, G.R., D.M. McKnight, R.L. Wershaw and P. MacCarthy, 1985. Humic substances in soil, sediment, and water. John Wiley & Sons, Inc., 692pp.
- Belviso, S., P. Jean-Baptiste, B.C. Nguyen, L. Merlivat, and L. Labeyrie, 1987. Deep methane maxima and ^3He anomalies across the Pacific entrance to the Celebes Basin. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 51: 2673-2680.
- Broecker W. S., 1974. *Chemical Oceanography*. Harcourt Brace Jovanovich Inc., 214pp.
- Charlou, J.L., H. Bougault, P. Appriou, P. Jean-Baptiste, J. Etoubleau and A. Birolleau, 1991. Water column anomalies associated with hydrothermal activity between $11^{\circ} 40'$ and 13°N on the East Pacific Rise: discrepancies between tracers. *Deep-Sea Research*, 38(5):569-596.
- Chen, R.F. and J.L. Bada, 1992. The fluorescence of dissolved organic matter in seawater. *Mar. Chem.*, 37: 191-221.
- Coble, P.G., 1996. Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy. *Mar. Chem.*, 51: 325-346.
- Coble, P.G., C.A. Schultz and K. Mopper, 1993. Fluorescence contouring analysis of DOC intercalibration experiment samples: a comparison of techniques. *Mar. Chem.*, 41: 173-178.
- Colombo, J.C., N. Silverg and J.N. Gearing, 1996. Biogeochemistry of organic matter in the Laurentian Trough, II. Bulk composition of the sediments and relative reactivity of major components during early diagenesis. *Mar. Chem.*, 51: 295-314.

- Cowen, J.P., G.J. Massoth, and R.A. Feely, 1990. Scavenging rates of dissolved manganese in a hydrothermal vent plume. *Deep-Sea Research*, 37 (10): 1619-1637.
- De Souza Sierra, M.M., O.F.X. Donard, M. Lamotte, C. Belin and M. Ewald, 1994. Fluorescence spectroscopy of coastal and marine waters. *Mar. Chem.*, 47: 127-144.
- Determann, S., R. Reuter, P. Wagner and R. Willkomm, 1994. Fluorescent matter in the eastern Atlantic Ocean. Part 1: method of measurement and near-surface distribution. *Deep-Sea Res.*, 41(4): 659-675.
- Fisher, C.R., 1995. Toward an appreciation of hydrothermal-vent animals: Their environment, physiological ecology, and tissue stable isotope values. In: *Seafloor Hydrothermal system*, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, 297-316.
- Goyet, C. and E.T. Peltzer, 1994. Comparison of August-September 1991 and 1979 surface partial pressure of CO₂ distribution in the equatorial Pacific Ocean near 150° W. *Mar. Chem.*, 45: 257-266.
- Grasshoff, K., M. Ehrhardt and K. Kremling, 1983. *Methods of seawater analysis*. Verlag Chemie, 419pp.
- Hannington, M.D., J.R. Jonasson, P.M. Herzig and S. Petersen, 1995. Physical and chemical processes of seafloor mineralization at Mid-Ocean Ridges. In: *Seafloor Hydrothermal system*, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, 115-157.
- Hayase, K., H. Tsubota, I. Sunada, S. Goda and H. Yamazaki, 1988. Vertical distribution of fluorescent organic matter in the north Pacific. *Mar. Chem.*, 25: 373-381.

- Hessler, R.R. and V.A. Kaharl, 1995. The deep-sea hydrothermal vent community: An overview, In: Seafloor Hydrothermal system, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, 72-84.
- Horibe, Y., K.-R. Kim, and H. Craig, 1986. Hydrothermal methane plumes in the Mariana back-arc spreading centre. *Nature*, 334(13):131-133.
- Kieber, R.J., X. Zhou and K. Mopper, 1990. Formation of carbonyl compounds from UV-induced photodegradation of humic substances in natural waters: Fate of riverine carbon in the sea. *Limnol. Oceanogr.*, 35(7): 1503-1515.
- Laane, R.W.P.M., 1982. Influence of pH on the fluorescence of dissolved organic matter. *Mar. Chem.*, 11:395-401.
- Libes, S.M. 1992. An introduction to marine biogeochemistry. John Wiley & Sons, Inc., 734pp.
- Lilley, M.D., R.A. Feely and J.H. Trefry, 1995. Chemical and biochemical transformations in hydrothermal plumes, In: Seafloor Hydrothermal system, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, 357-368.
- Lupton, J.E., E.T. Baker, M.J. Mottl, F.S. Sansone, C.G. Wheat, J.A. Resing, G.J. Massoth, C.I. Measures, and P.A. Feely, 1993. Chemical and physical diversity of hydrothermal plumes along the East Pacific Rise, 8°45'N to 11°50'N. *Geophys. Res. Letters*, 20 2913-2916.
- Millero, F.J. and M.L. Sohn, 1992. *Chemical Oceanography*. CRC press, 414pp.
- Mopper, K. and C.A. Schultz, 1993. Fluorescence as a possible tool for studying the nature and water column distribution of DOC components. *Mar. Chem.*, 41: 229-238.
- Murray, J.W., E. Johnson and C. Garside, 1995. A U.S. JGOFS process study in the equatorial Pacific (EqPac): Introduction. *Deep-Sea Res.*, 42(2-3): 275-293.

- North, B.B., 1975. *Primary amines in California coastal waters: Utilization by phytoplankton*. *Limnol. Oceanogr.*, 20: 20-27.
- Park, Y.C., S.K. Son, K.H. Chung and K.H. Kim, 1995. Characteristics of fluorescent organic matter and amino acids composition in the East Sea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 30(4): 341-354.
- Parson, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli, 1984. *A manual of chemical and biological methods for seawater analysis*. Pergamon Press, 173pp.
- Rashid, M.A., 1985. *Geochemistry of marine humic compounds*. Springer-Verlag. New York, 300pp.
- Son, S.K. and Y.C. Park. 1997. Environmental characteristics of nutrients and fluorescent organic matters in the northeast Pacific Ocean (KODOS). *J. of Kor. Environ. Sci. Soc.*, 6(6): 595-604.
- Spencer, C.P., 1975. The micronutrient elements. In: *Chemical Oceanography*, edited by J.P. Riley and G. Skirrow, Vol. 2, Academic Press Inc., 647pp.
- Tanoue, E., 1993. Distributional characteristics of DOC in the central equatorial Pacific. *J. of Oceanography*, 49: 625-639.
- William, C. and S.J. Paul, 1995. *Oceanography*. Springhouse Co., 182pp.
- Williams, P.M. and E.R.M. Druffel, 1987. Radiocarbon in dissolved organic matter in the central North Pacific Ocean. *Nature*, 330: 246-248.

Table 3-1. Averaged concentration of nutrients in the study area.

Station	Layer	Nitrate	Nitrite	Phosphate	Silicate
		(μ M)			
1, 2, 3, 4 8, 9 (Back-arc)	0-100m	1.2	0.22	0.25	1.4
	300-1000m	23.1	0.18	1.79	51.4
	>1000m	26.6	0.16	2.03	116.3
5, 6, 7	0-100m	1.3	0.18	0.36	10.1
	300-1000m	24.6	0.18	2.01	58.8
	>1000m	28.3	0.20	2.17	114.0

Station	Layer	Temperature	DO	pH	TCO2
		(°C)	(ml/l)		(mM)
1, 2, 3, 4 8, 9 (Back-arc)	0-100m	29.27	4.10	8.22	1.79
	300-1000m	7.15	2.02	7.66	2.28
	>1000m	2.13	2.67	7.68	2.38
5, 6, 7	0-100m	29.49	4.05	8.25	1.80
	300-1000m	7.19	2.03	7.67	2.30
	>1000m	2.10	2.79	7.69	2.37

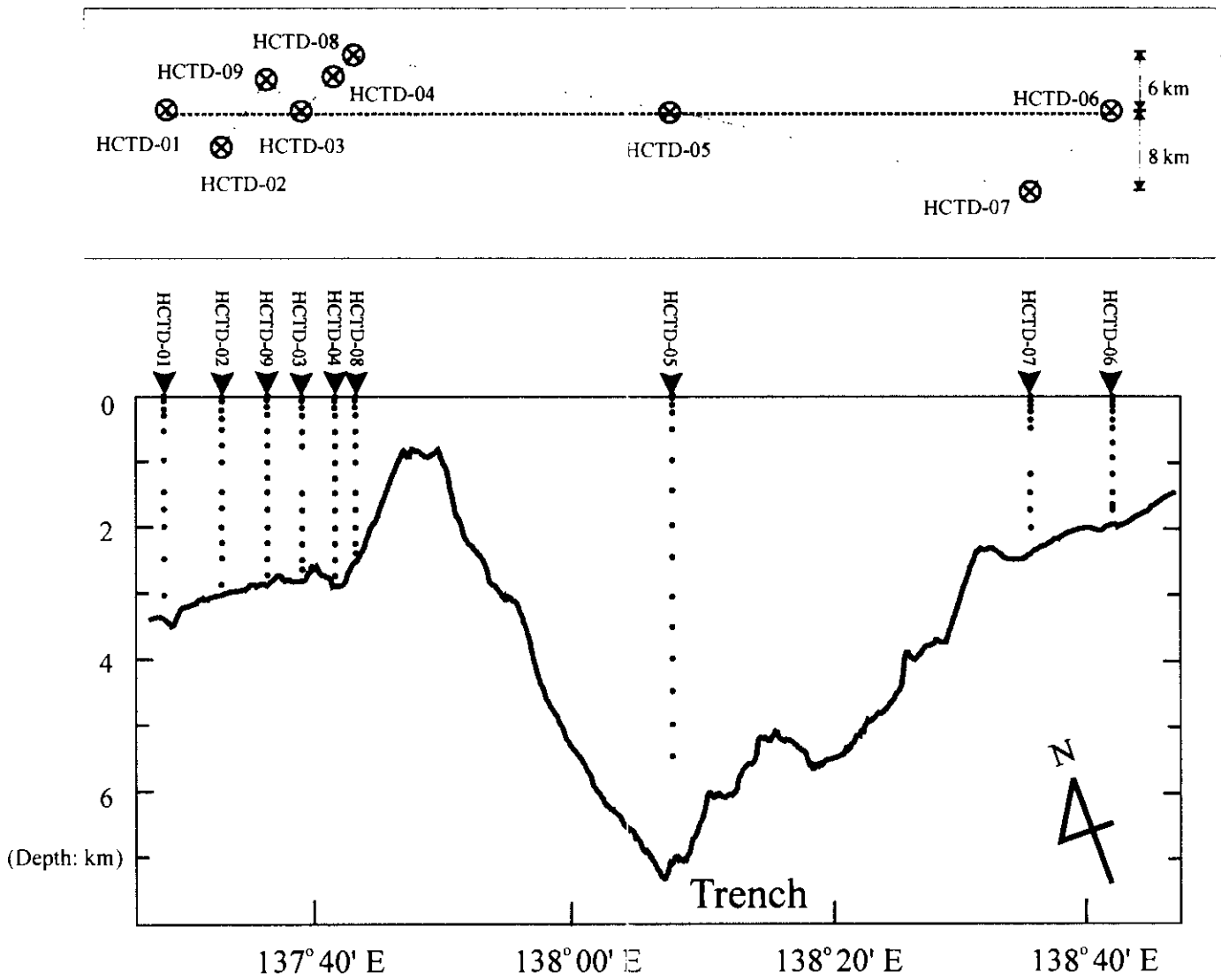


Fig. 3-1. Transection of sampling positions between 8°58'N and 8°32'N in the study area.

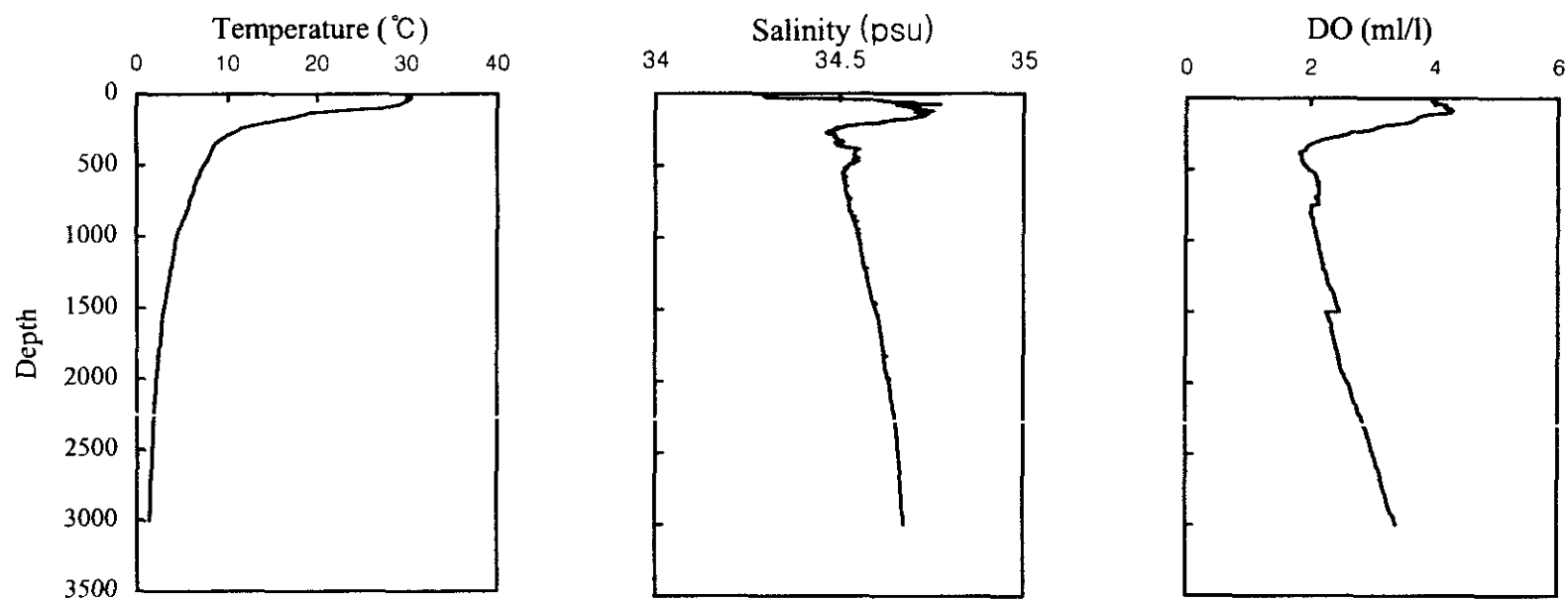


Fig. 3 2. Vertical distribution of temperature, salinity and dissolved oxygen in the study area. (St. HCTD 01)

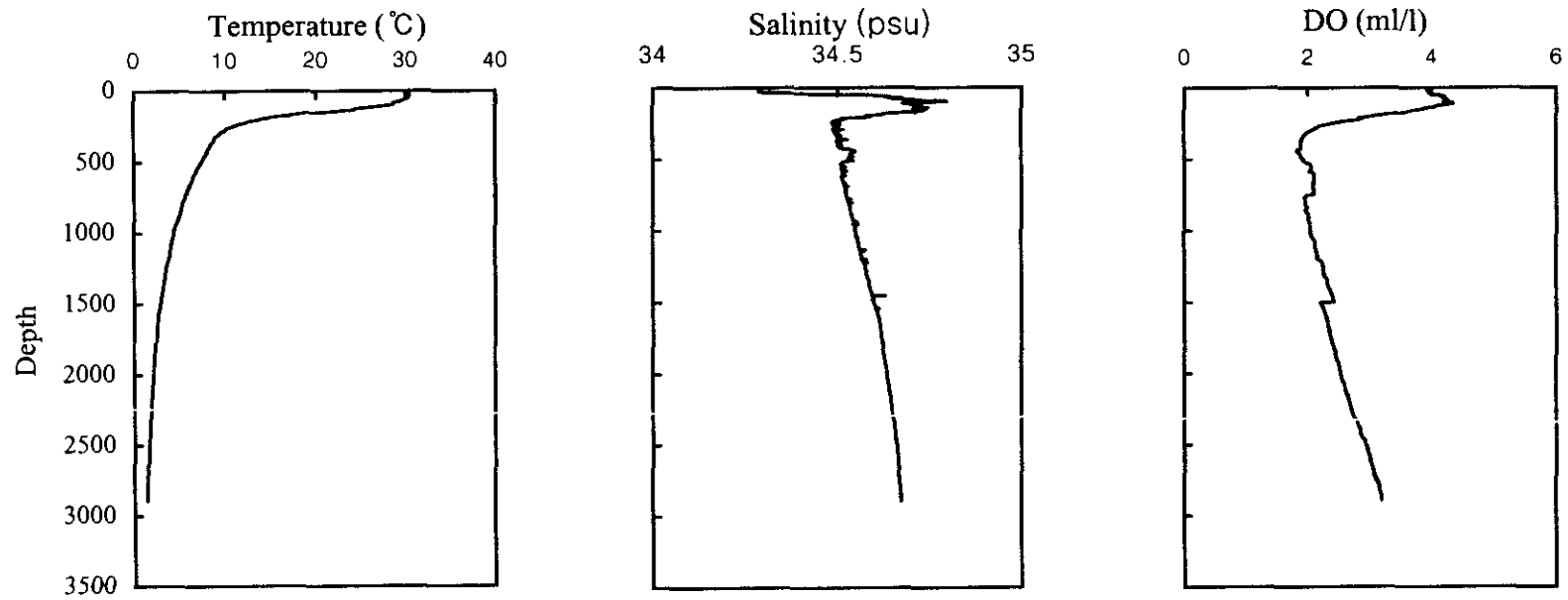


Fig. 3-2. Continued (St. HCTD 02).

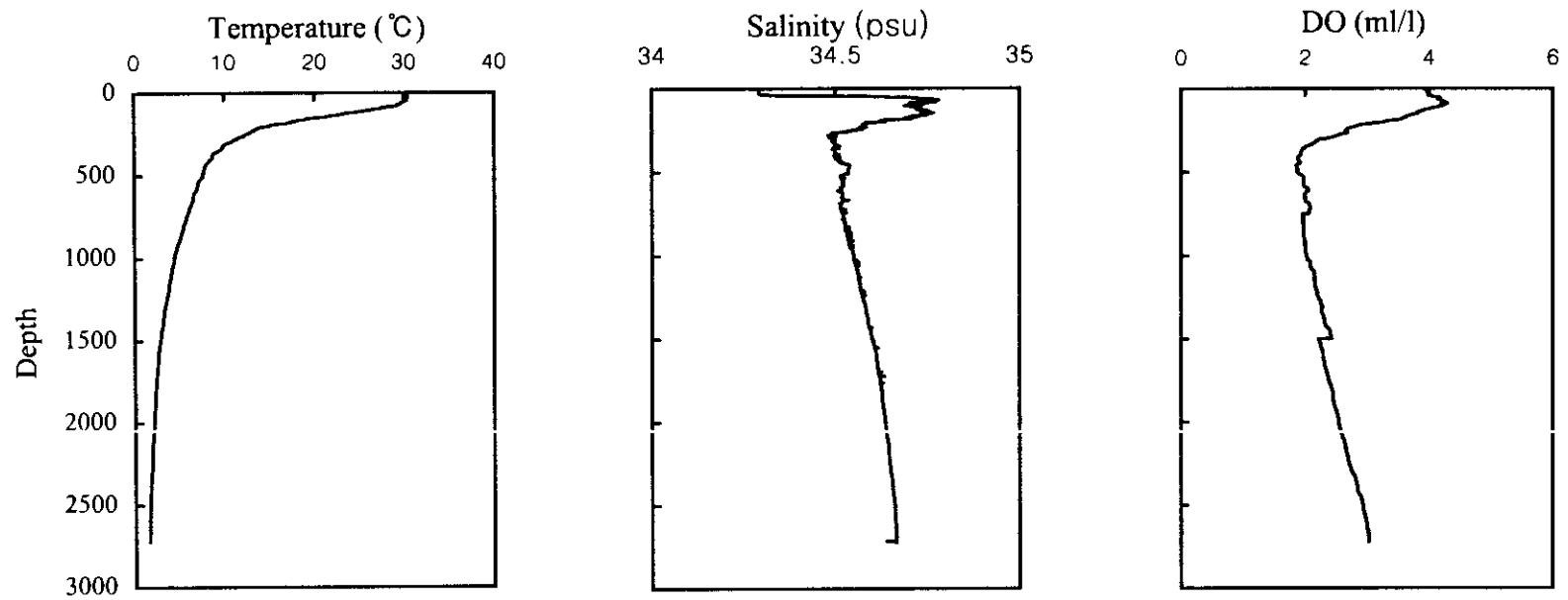


Fig. 3-2. Continued (St. HCTD 03).

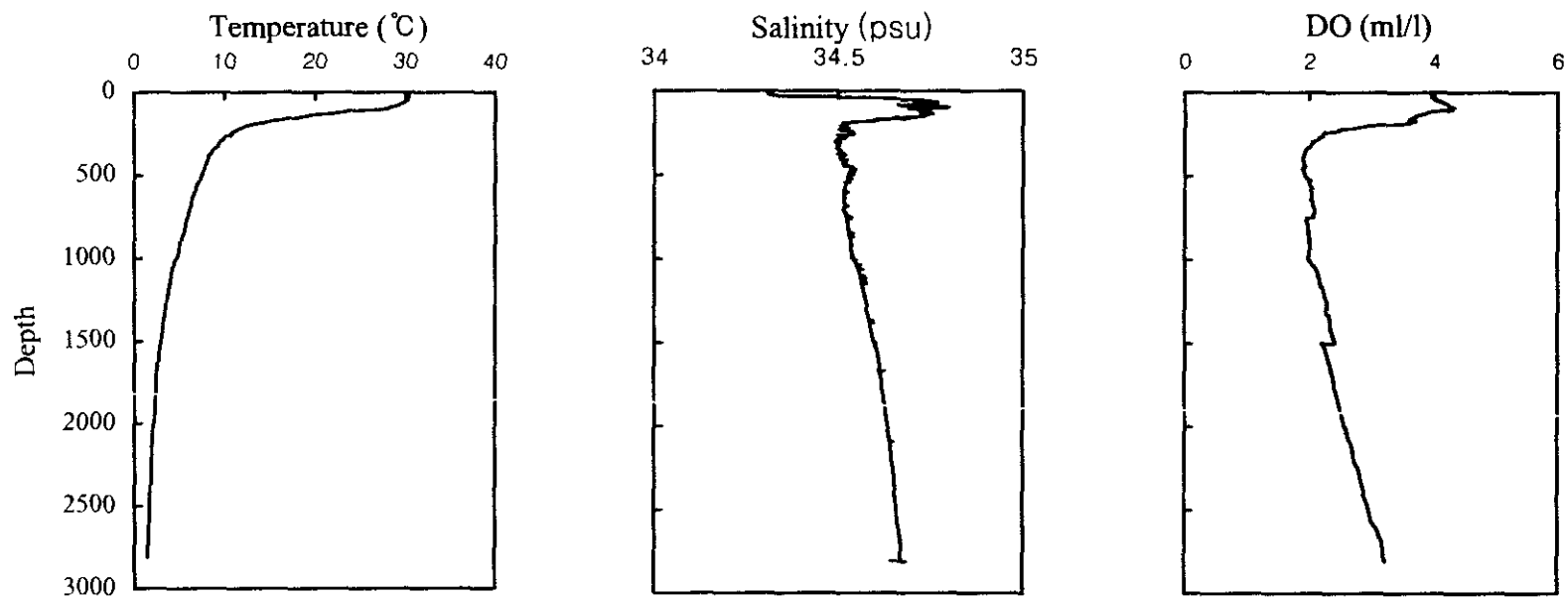


Fig. 3-2. Continued (St. HCTD 04).

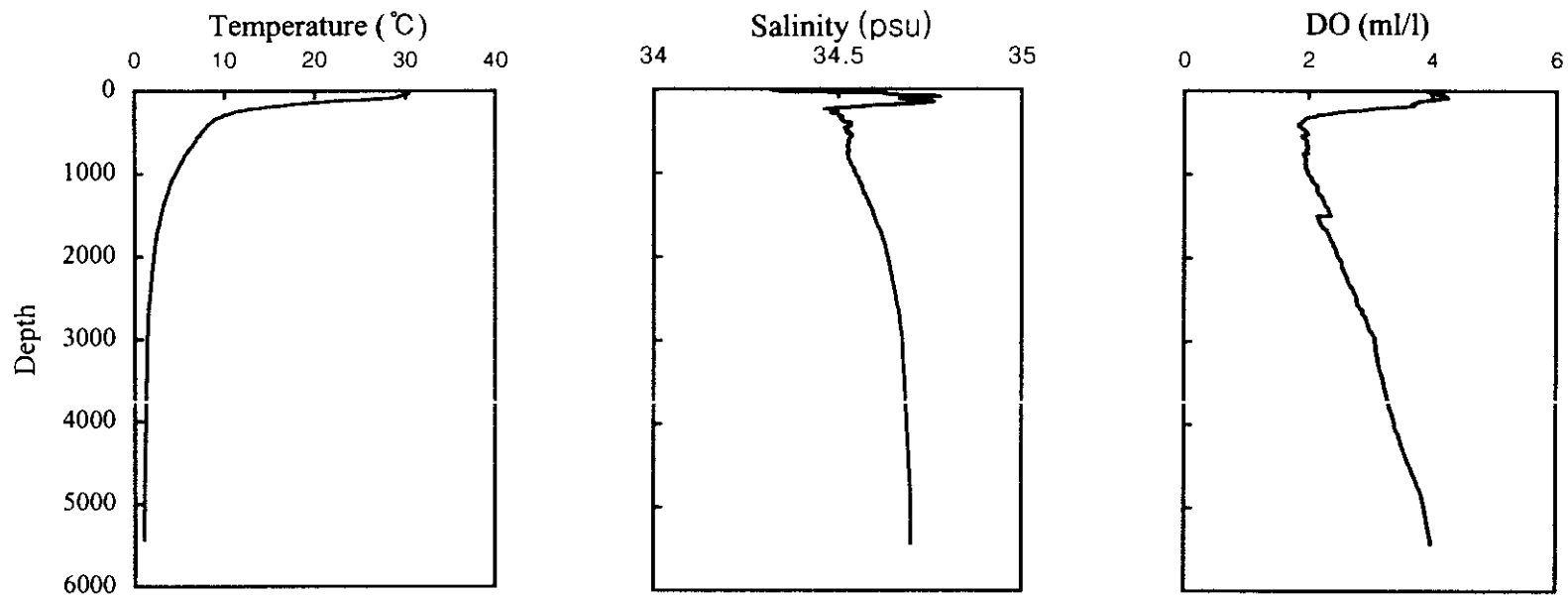


Fig. 3-2. Continued (St. HCTD 05).

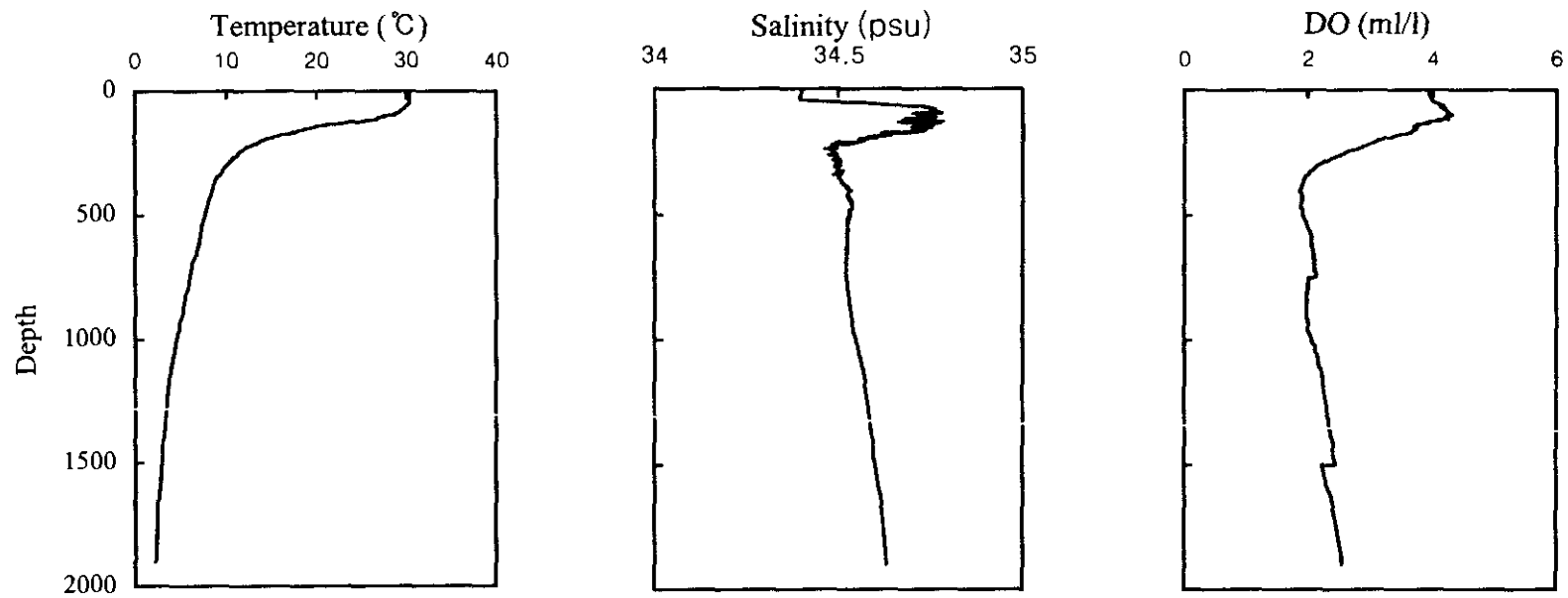


Fig. 3-2. Continued (St. HCTD 06).

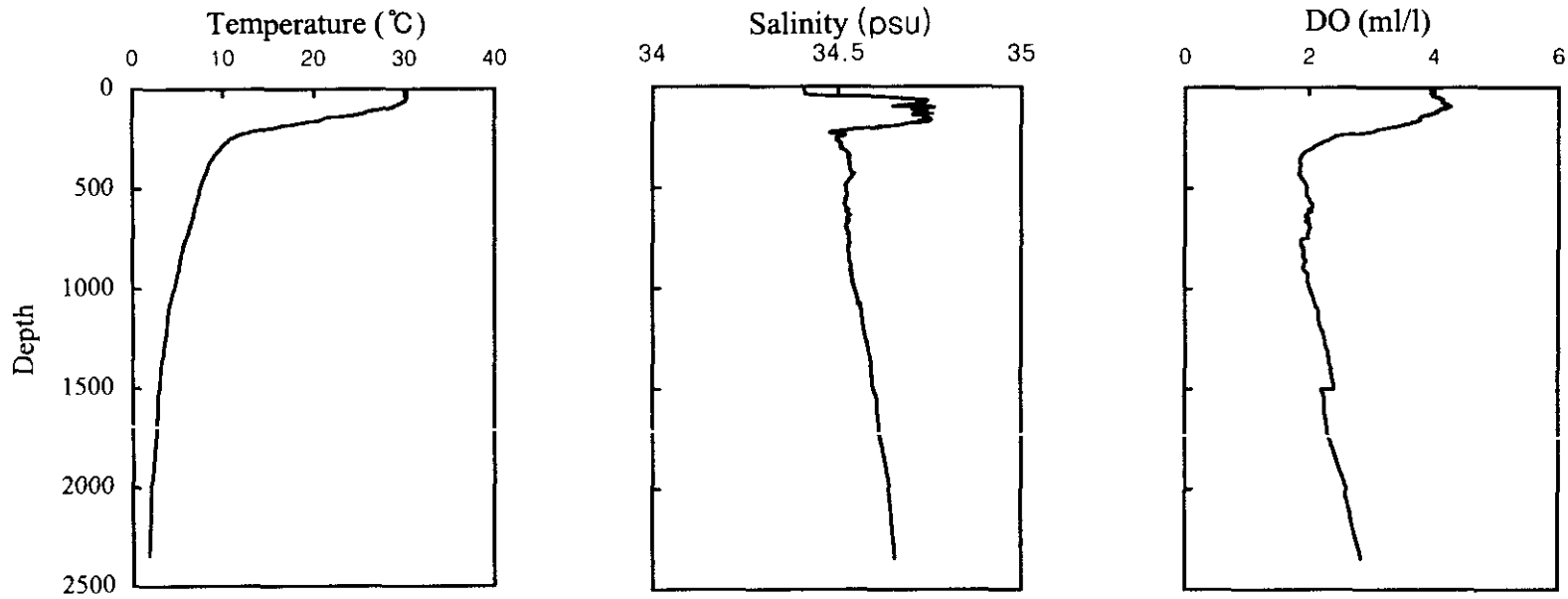


Fig. 3-2. Continued (St. HCTD 07).

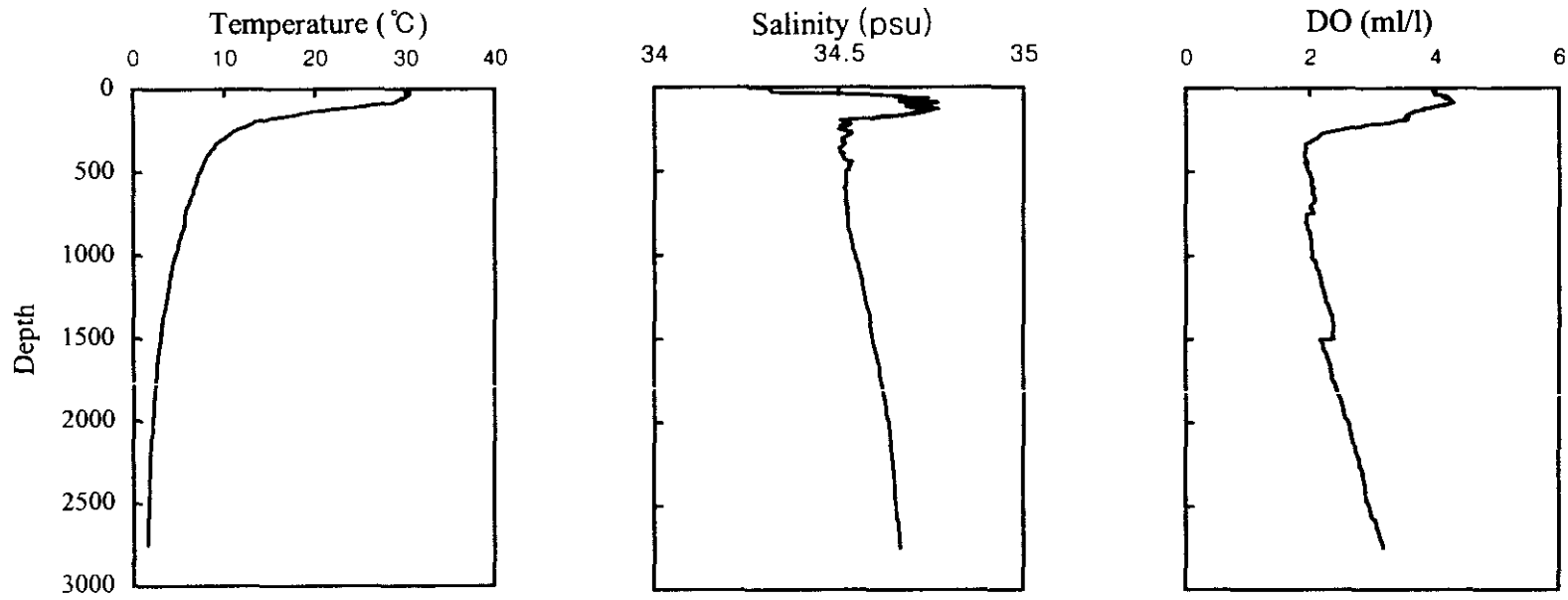


Fig. 3-2. Continued (St. HCTD 08).

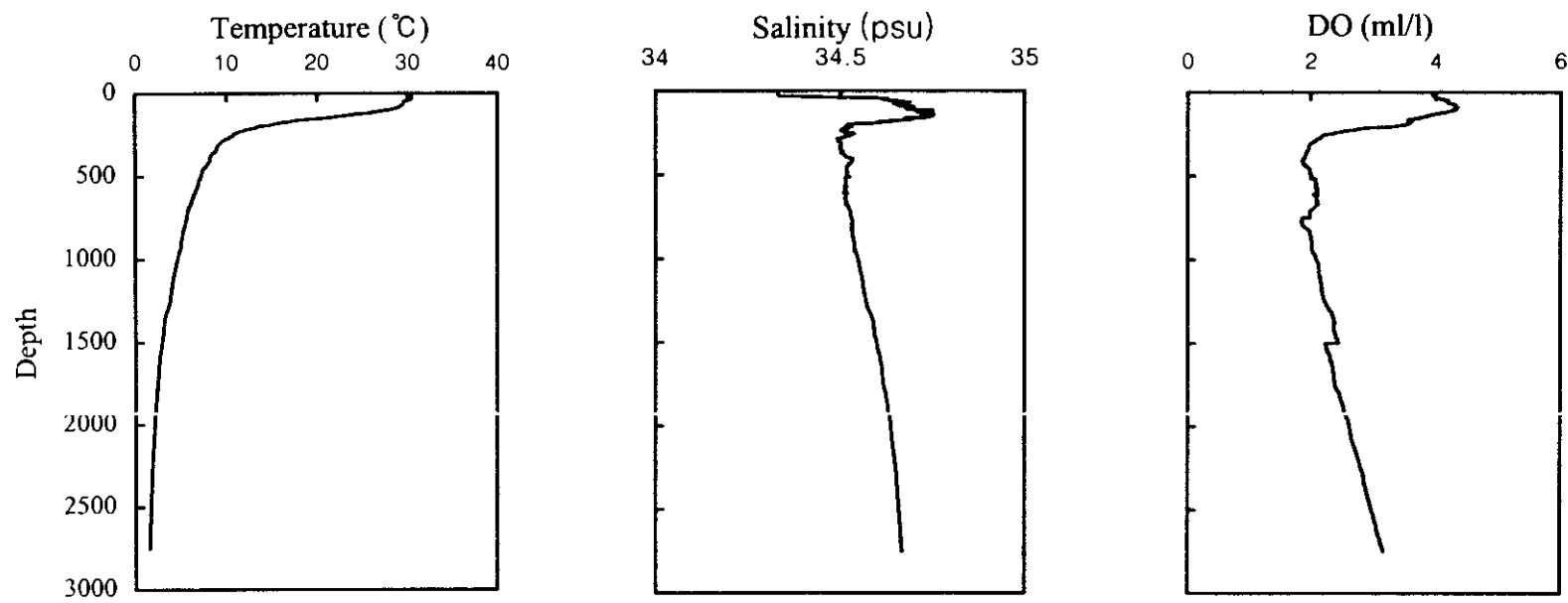


Fig. 3-2. Continued (St. HCTD 09).

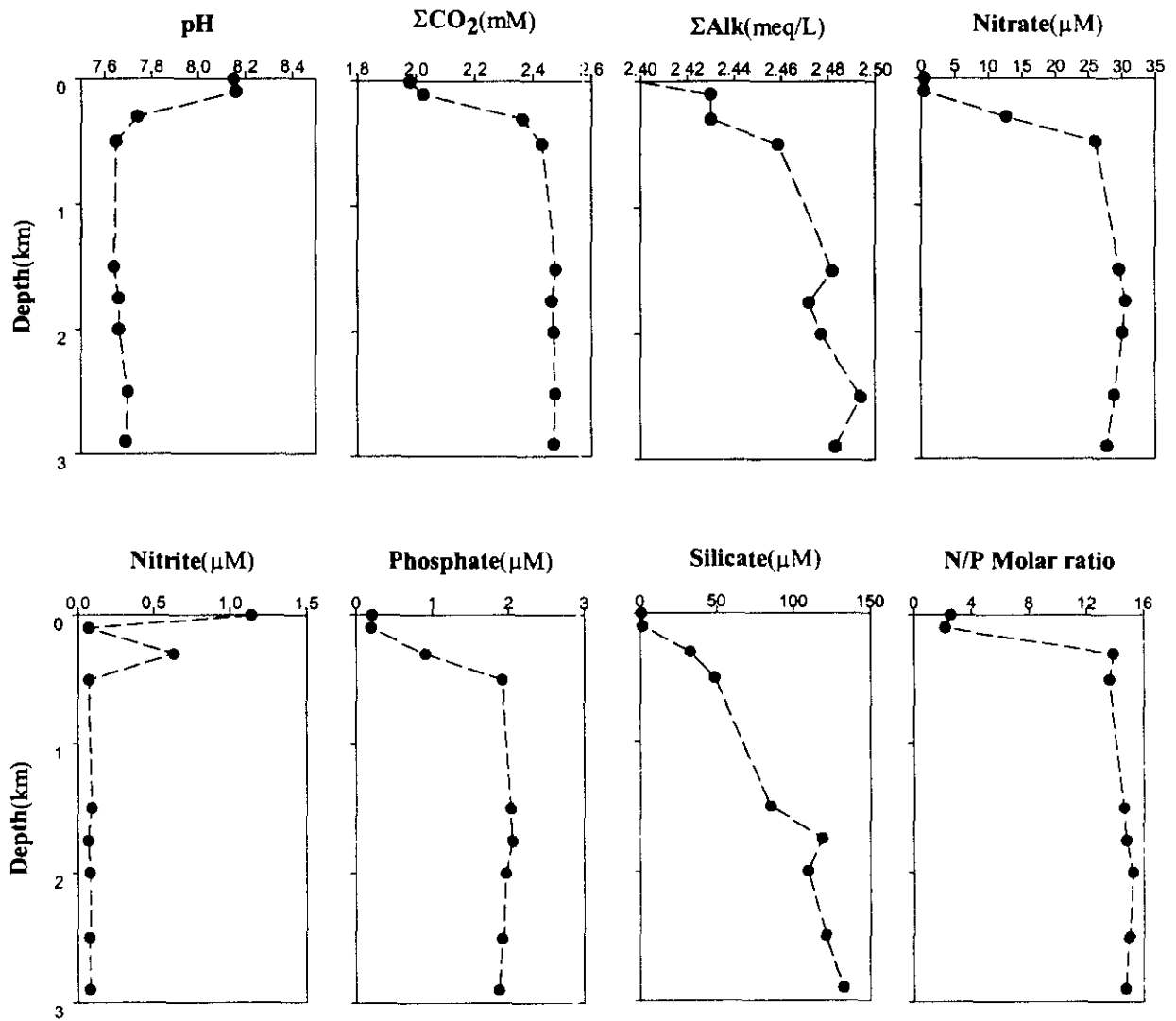


Fig. 3-3. Vertical distribution of environmental parameters in the study area (St. HCTD 01)

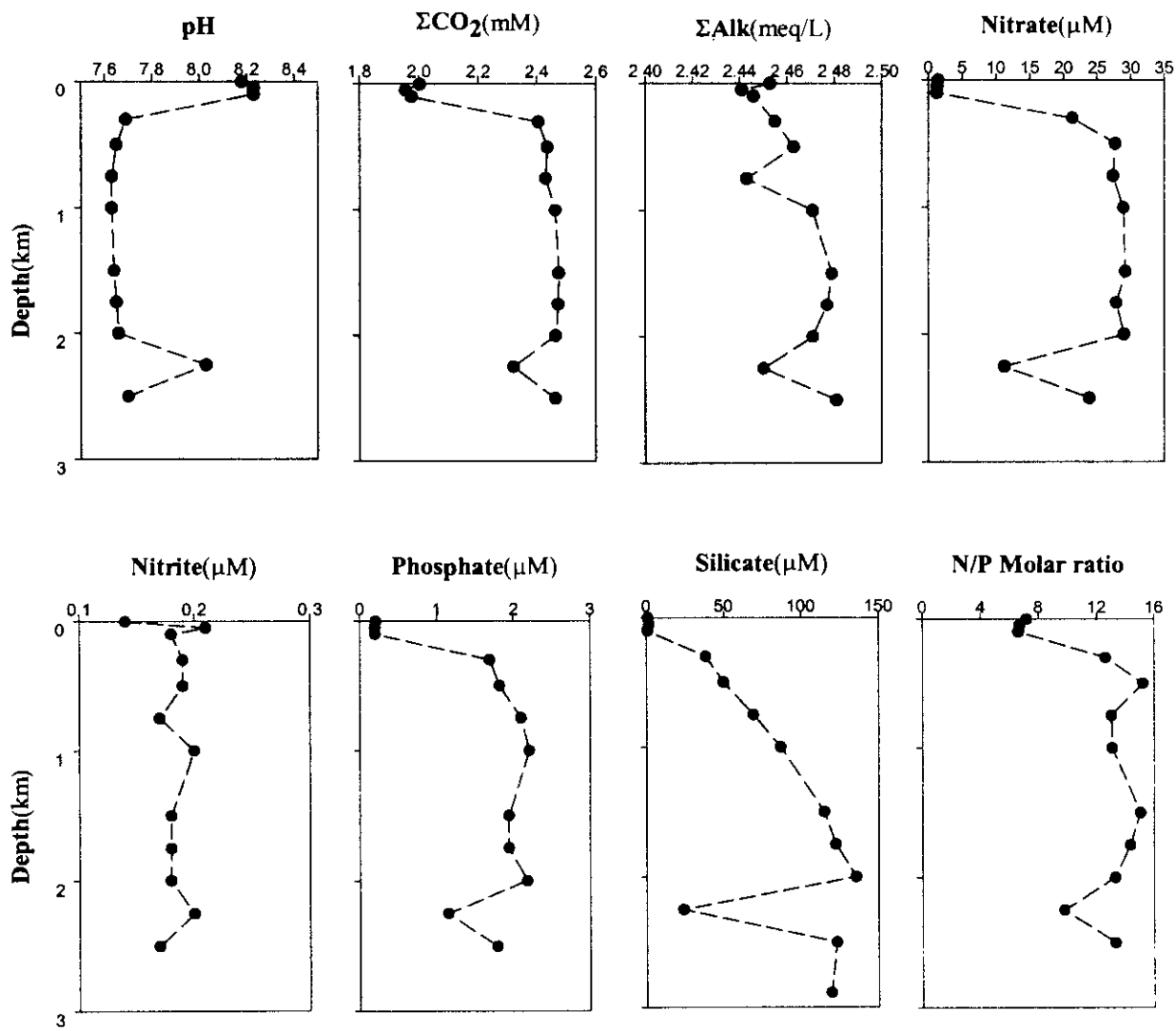


Fig. 3-3. Continued (St. HCTD 02).

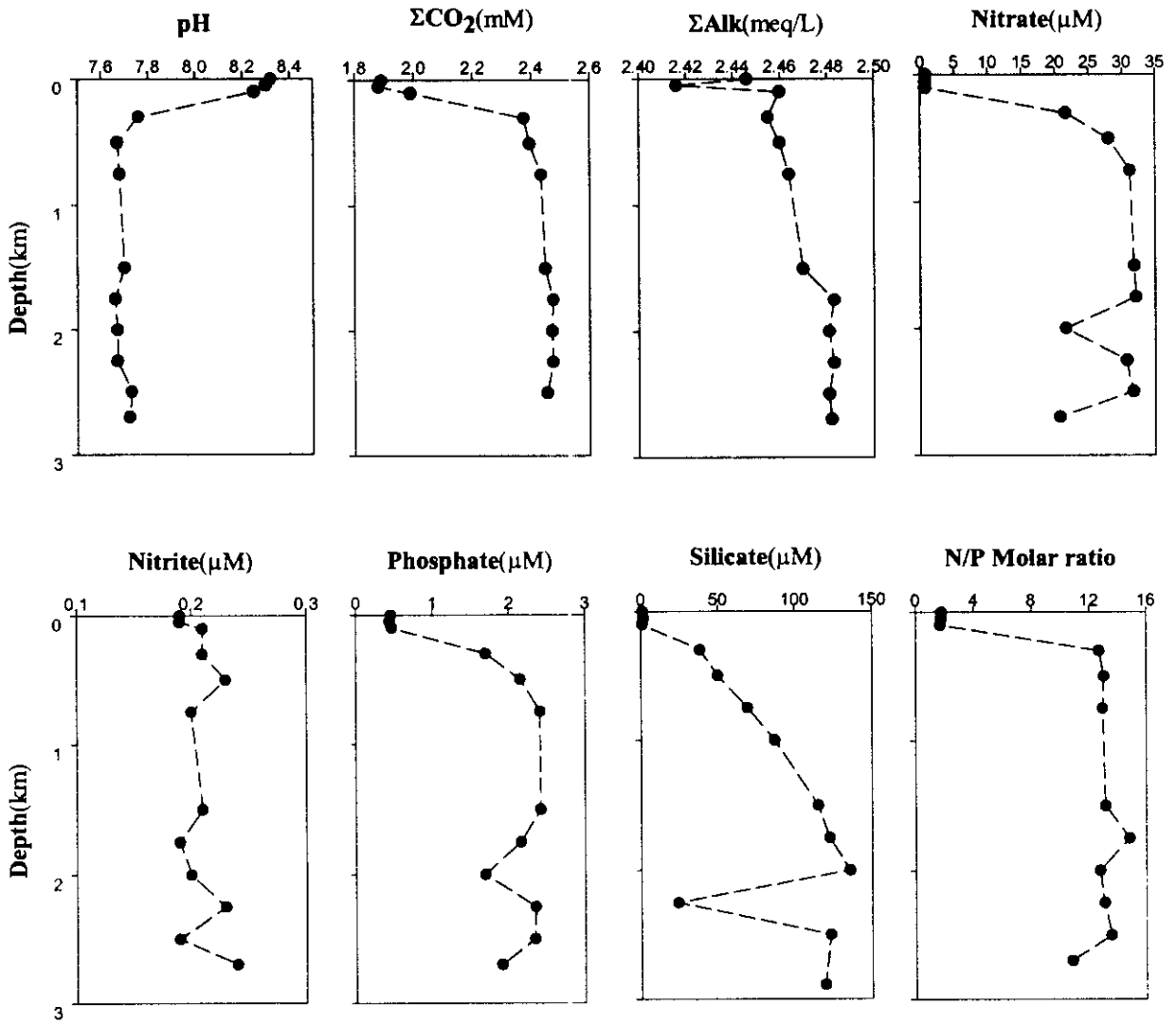


Fig. 3-3. Continued (St. HCTD 03).

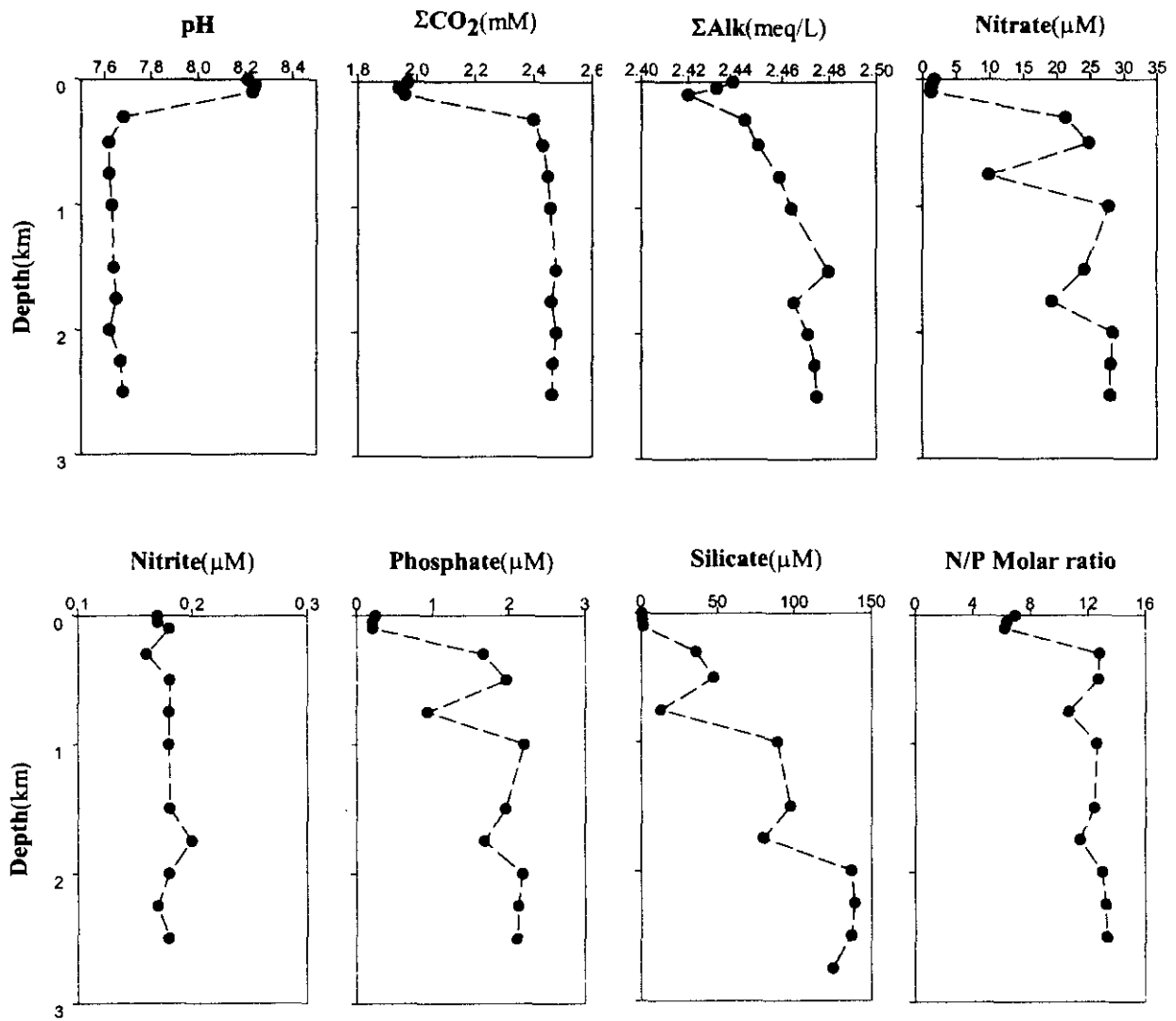


Fig. 3-3. Continued (St. HCTD 04).

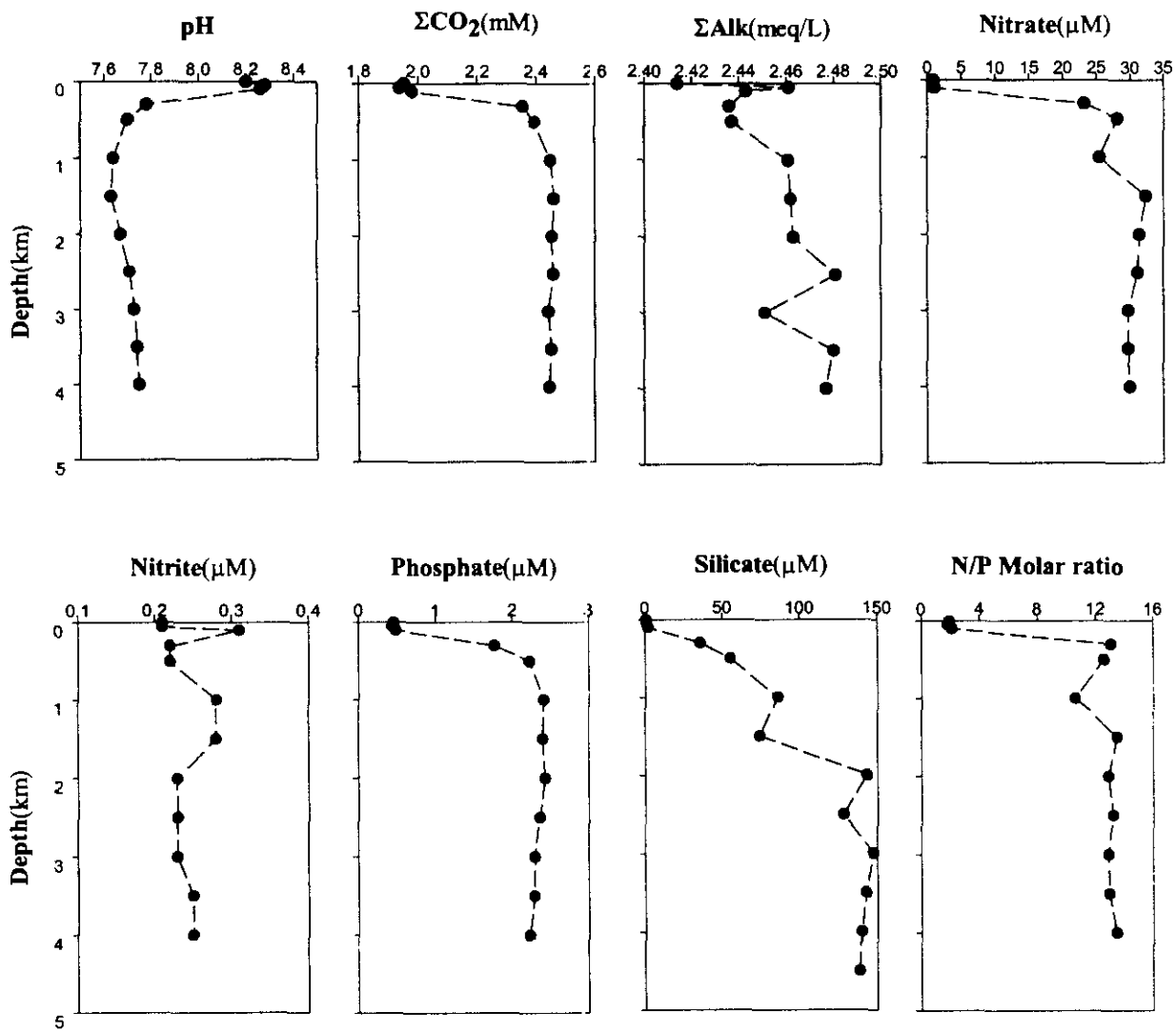


Fig. 3-3. Continued (St. HCTD 05).

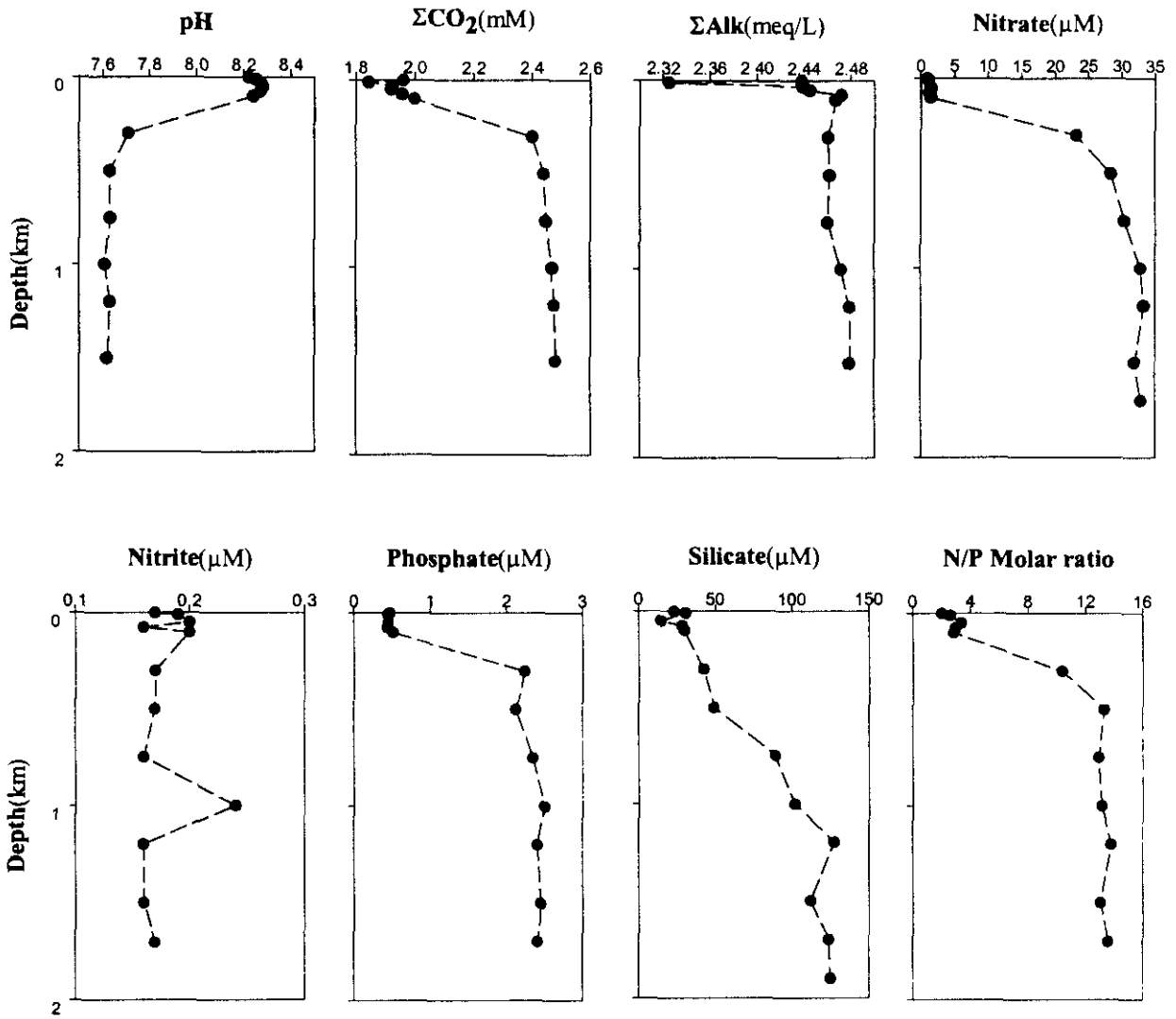


Fig. 3-3. Continued (St. HCTD 06).

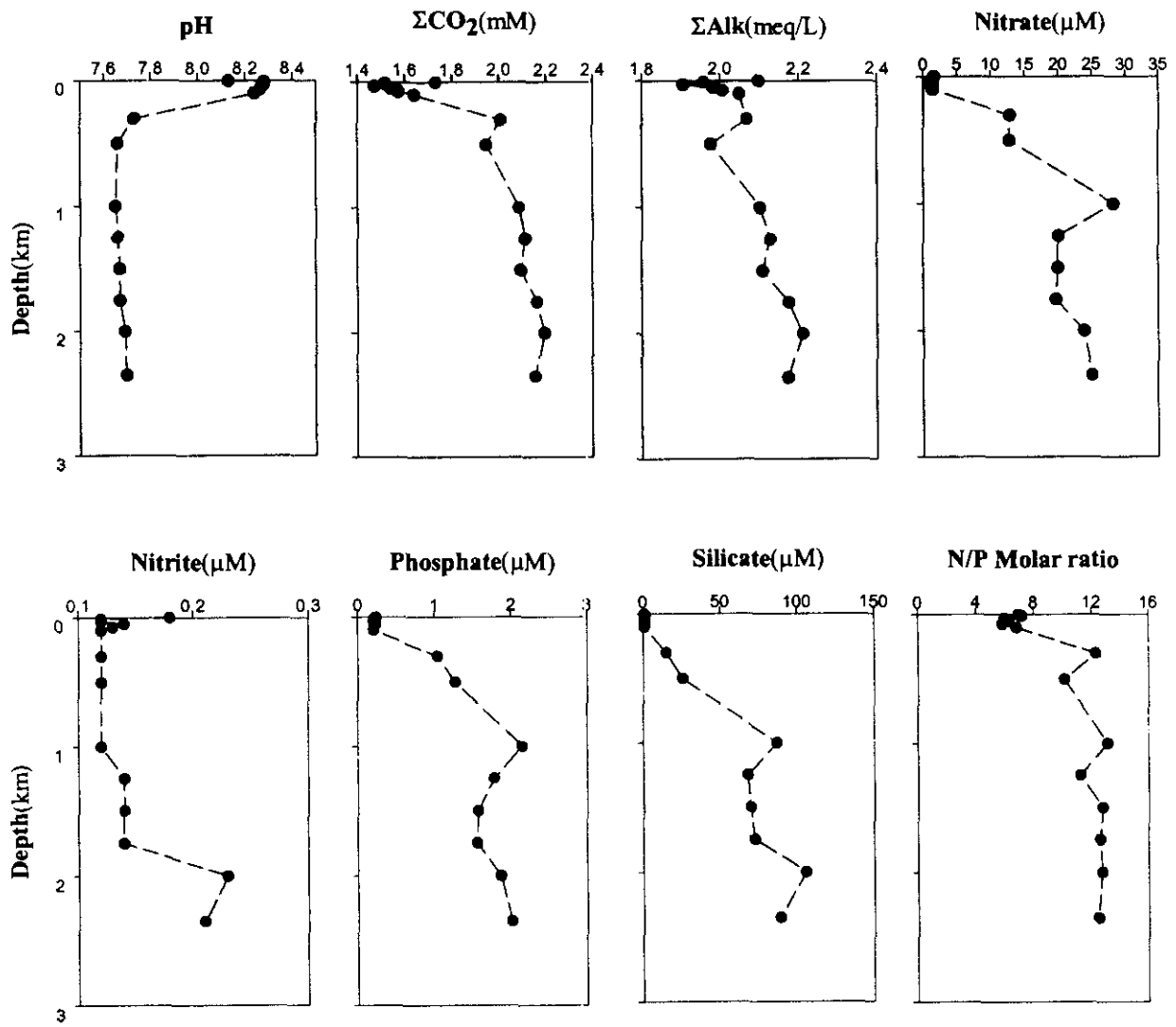


Fig. 3-3. Continued (St. HCTD 07).

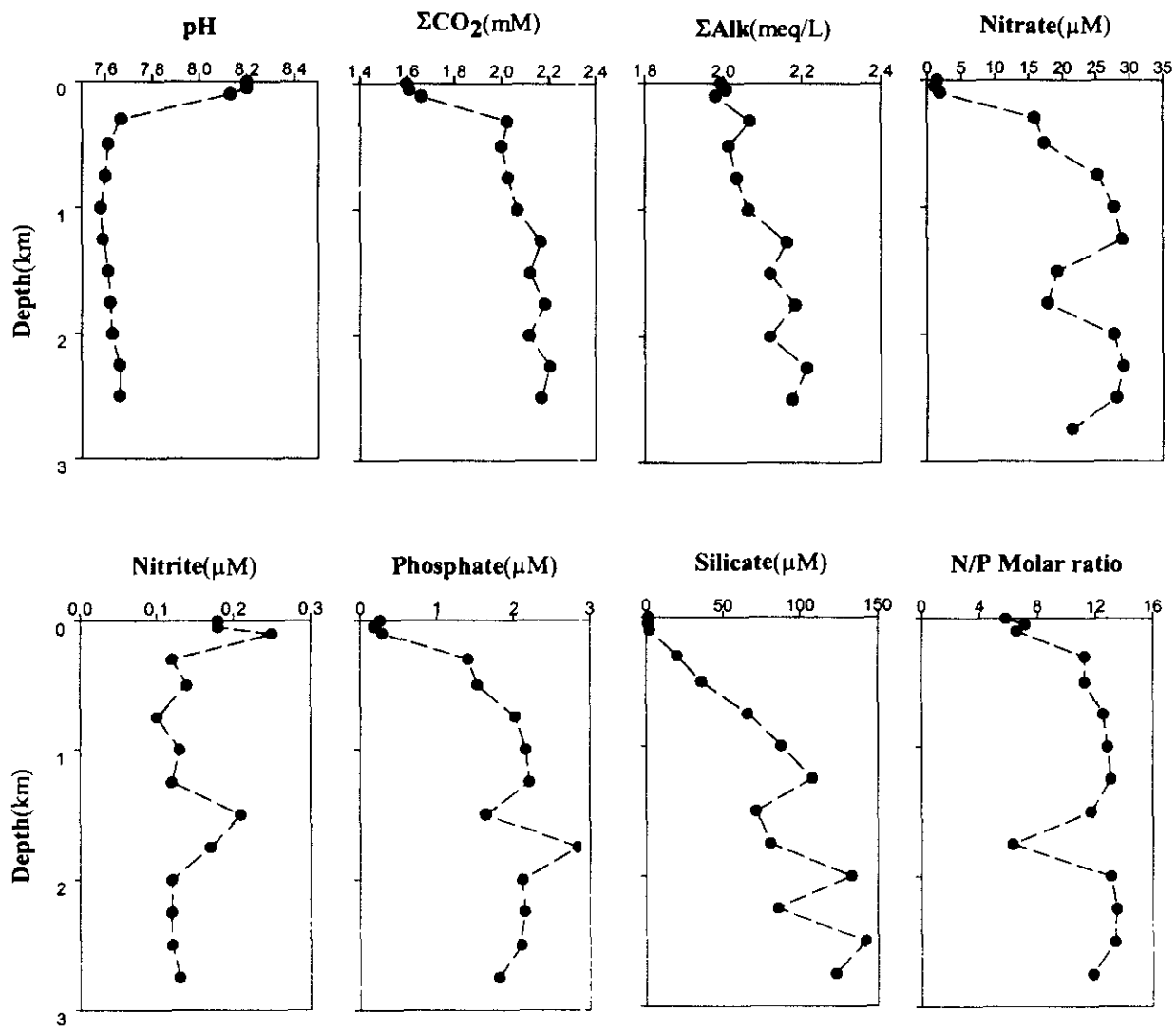


Fig. 3-3. Continued (St. HCTD 08).

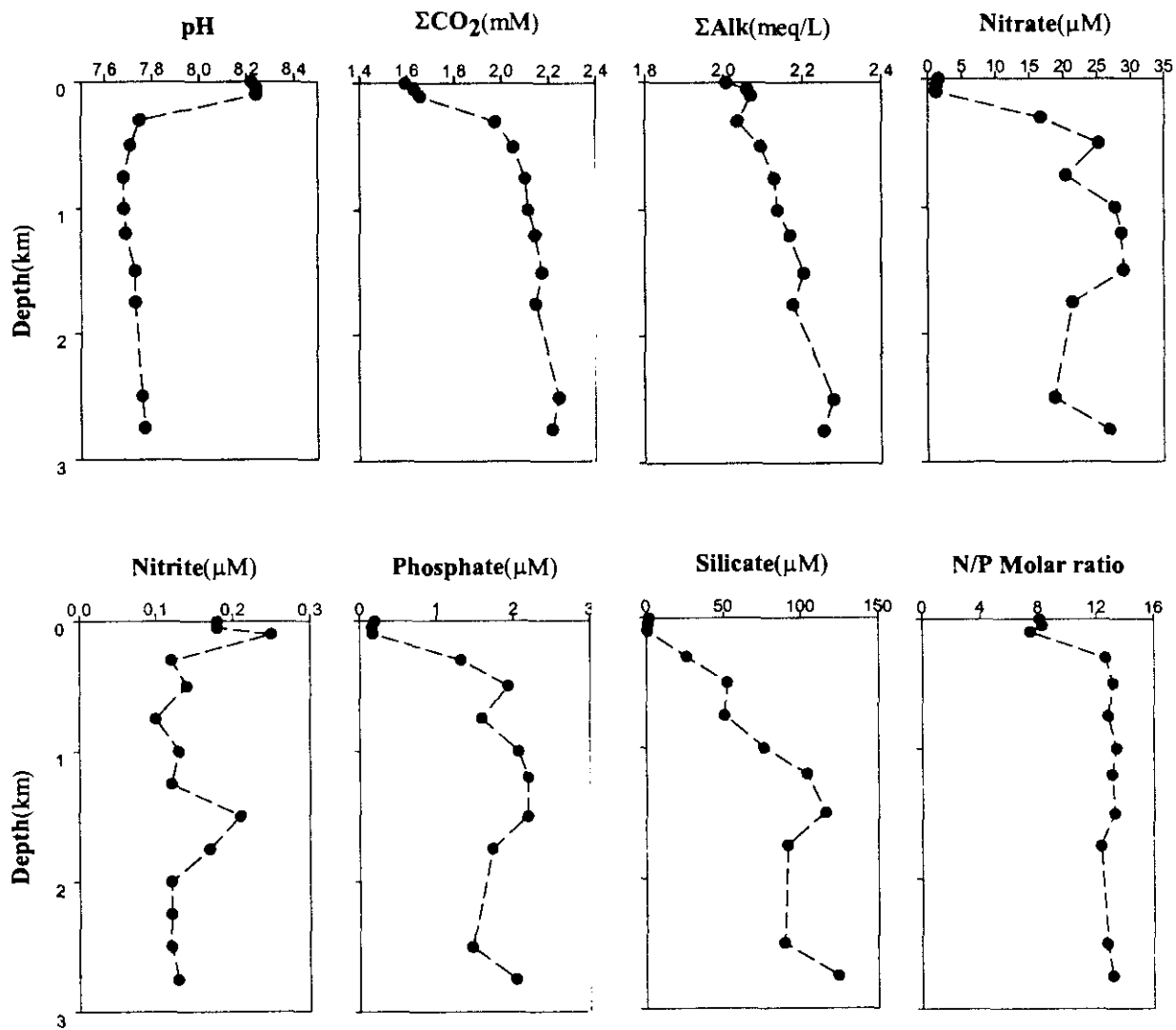


Fig. 3-3. Continued (St. HCTD 09).

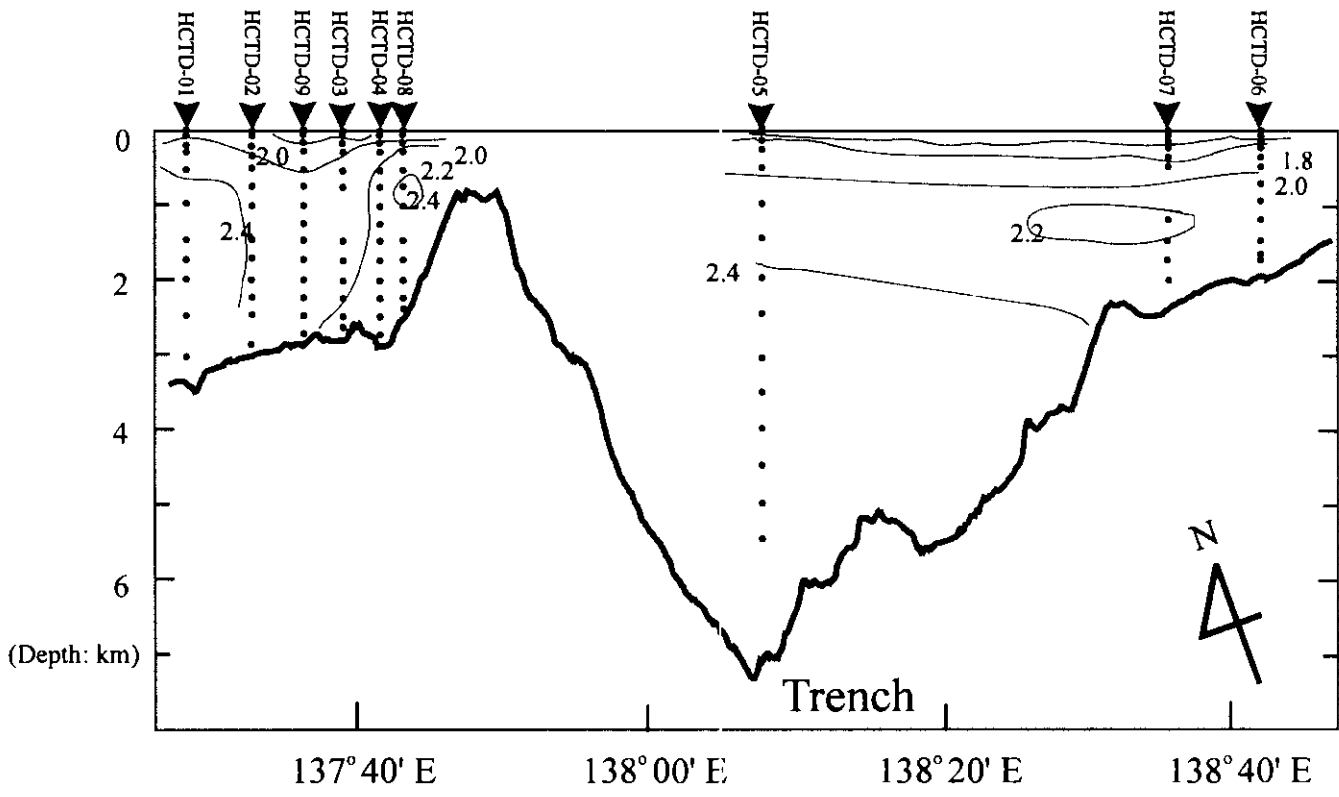


Fig. 3-4. Vertical contour of total CO₂ between 8°58'N and 8°32'N in the study area (Unit: mM).

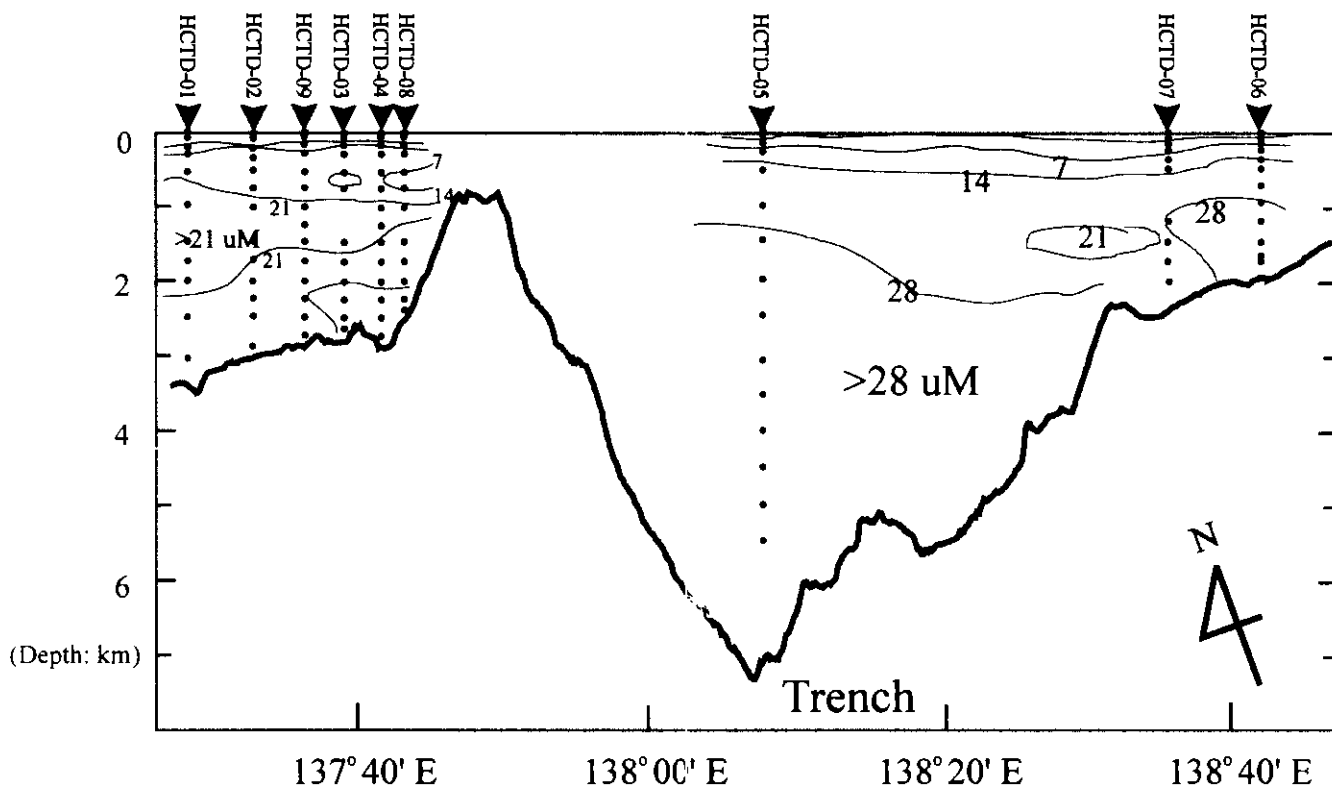


Fig. 3-5. Vertical contour of nitrate between 8°58'N and 8°32'N in the study area (Unit: μM).

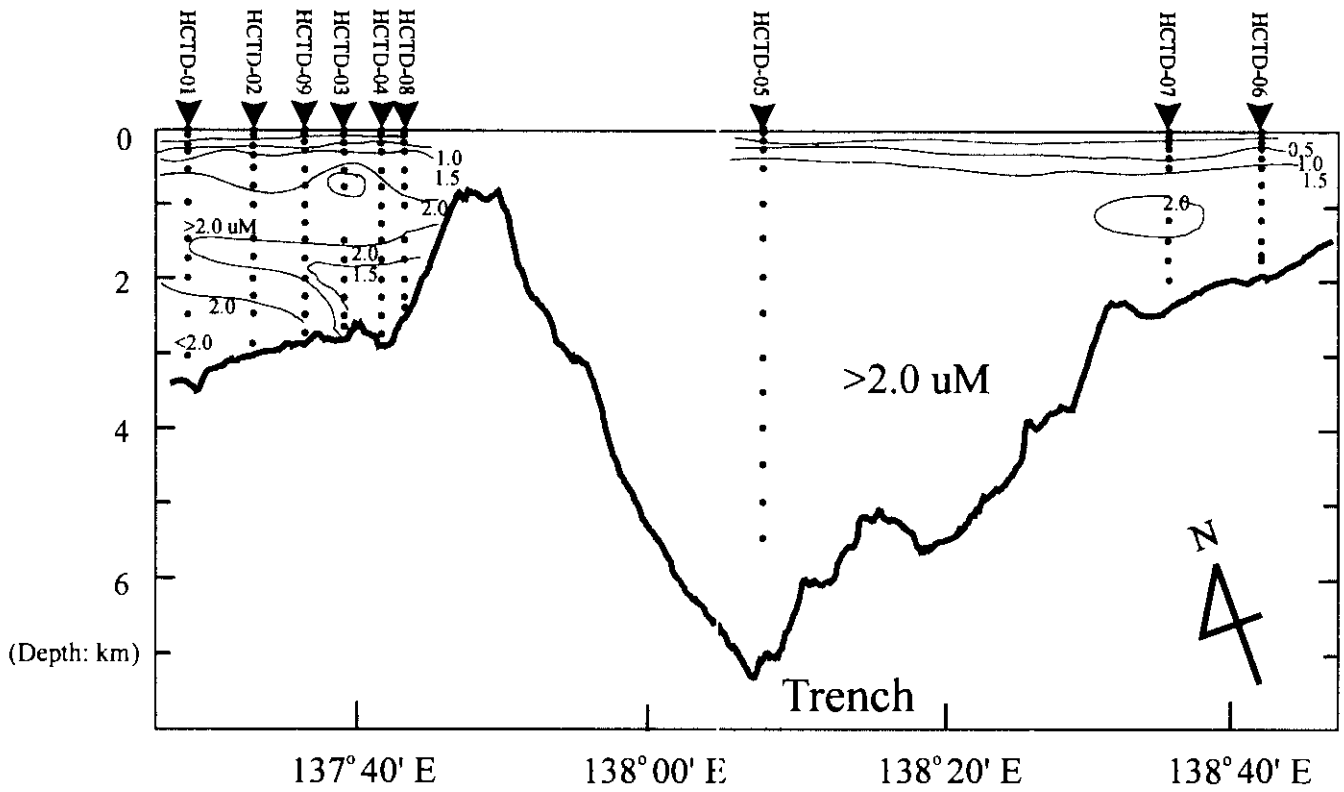


Fig. 3-6. Vertical contour of phosphate between 8°58'N and 8°32'N in the study area (Unit: μM).

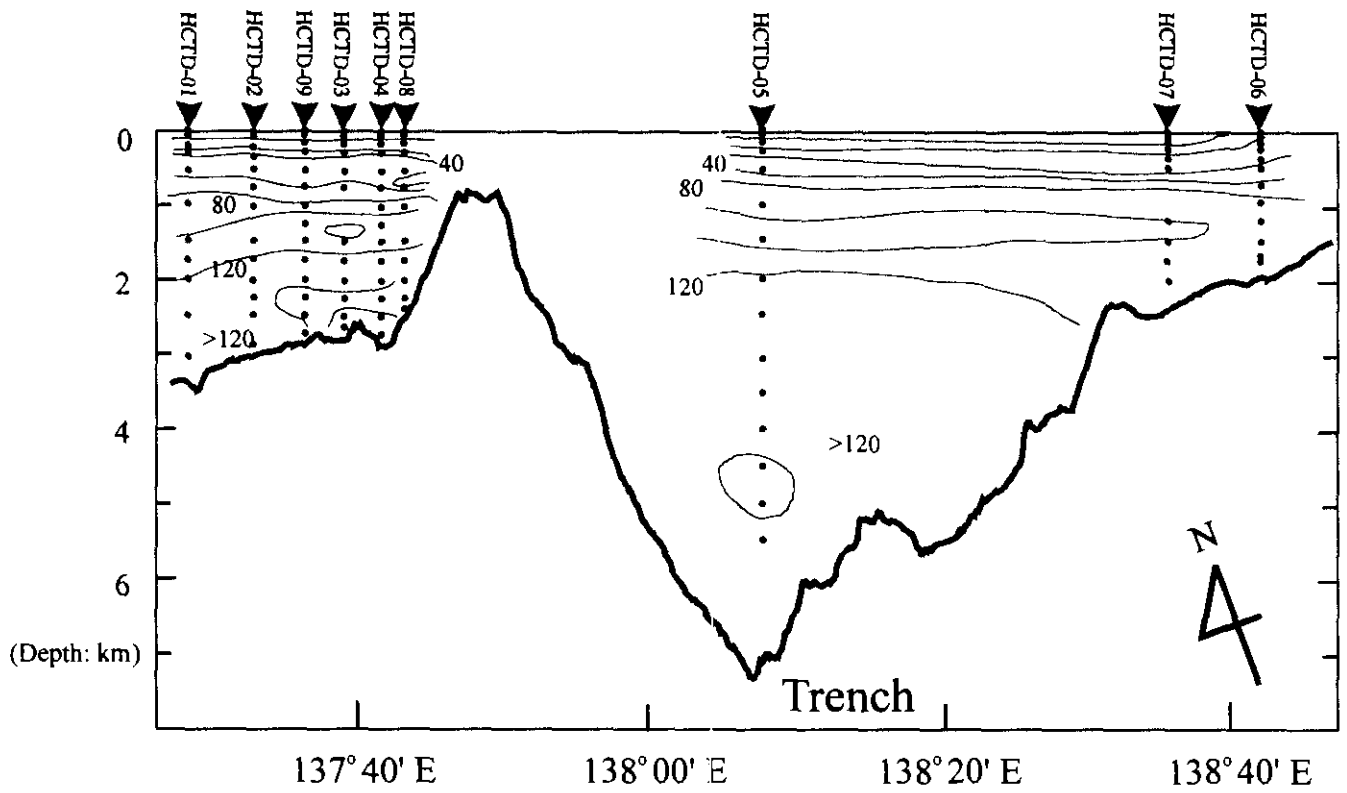


Fig. 3-7. Vertical contour of silicate between 8°58'N and 8°32'N in the study area (Unit: μM).

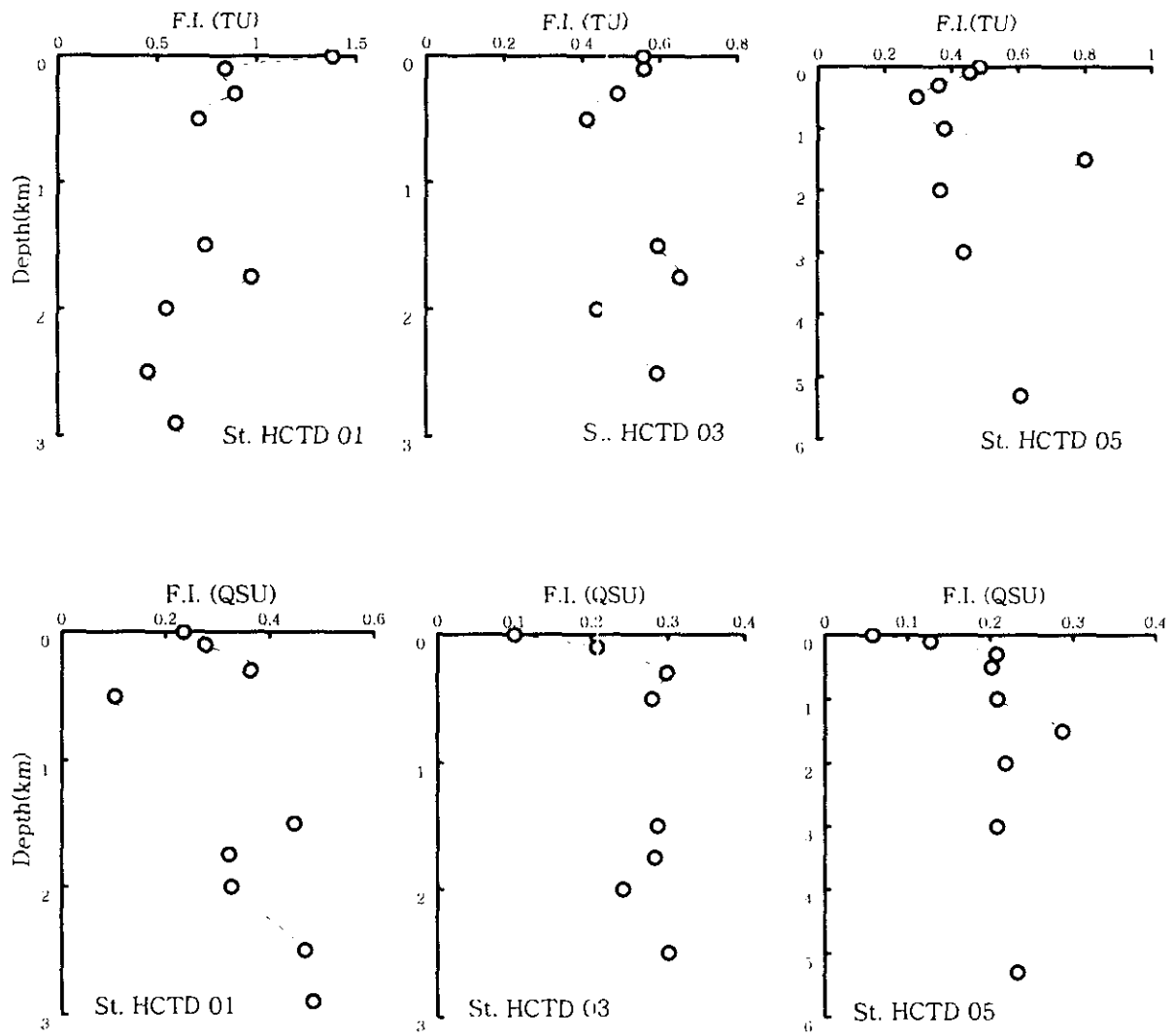


Fig. 3-8. Vertical profiles of fluorescent organic matter in the study area.

제 4 장 기반암 및 퇴적물 특성

제 1 절 기반암의 지화학적 특성

제 2 절 퇴적물 특성

제 4 장 기반암 및 퇴적물

제 1 절 기반암의 지화학적 특성

1. 서 론

해저 열수작용의 존재는 1977년 갈라파고스 해령에서 처음으로 확인되었고, 이후 지구 시스템에서 열수작용이 차지하는 역할을 구명하기 위한 많은 연구가 진행되어 왔다 (Rona *et al.*, 1983). 그 연구 범위는 열수작용과 금속광상 형성과의 관계, 열수가 해수의 조성 및 기후변화에 미치는 영향, 해양 및 대륙 지각의 형성과의 관련성, 열수 지역에 생존하는 생물의 특성, 열수 작용과 생명의 기원 등 매우 광범위한 영역에 걸쳐 있다 (Ridge office, 1998).

이러한 열수의 형성에 대하여는 다음과 같은 두가지 학설이 존재한다. 첫째, 해수가 해양지각의 깨진 틈을 타고 스며들고 해수가 마그마와 반응하여 열수가 형성된다는 학설이다. 둘째, 마그마에서 기원한 초생수가 열수의 근본적인 기원이며 해수의 역할은 열수의 조성에 작은 영향만을 미친다는 학설이다 (Yang and Scott, 1996). 한편 이렇게 마그마와의 반응 또는 마그마에서 직접적으로 기원한 열수는 깨진 틈을 통해 순환되면서 주변암과 반응하여 조성이 변화하고, 해수로 분출되며 이 과정에서 검은 연기 굴뚝 (black smoker chimney)과 하얀 연기 굴뚝 (white smoker chimney)이 형성된다 (Rona *et al.*, 1983).

이와같이 열수 작용은 매우 복잡한 암석-물 반응 체계 (water-rock interaction)이고 이러한 열수의 순환은 해수와 대기의 상호작용, 해수와 암권의 상호작용에서 일어나는 물질 순환 메커니즘에서 중요한 고리를 형성하고 있으며, 따라서 열수작용은 지구 물질 순환 연구에 필수 주제이다. 한편, 열수의 순환과정에서 유용 금속이 열수에 농집·침전되어 금속 광상이 형성될 수 있다. 육상에서 발견되는 많은 광상(ex: cyprus 타입 광상, 칠레 동광상 등)들도 과거 해저 열수작용에 의해 형성된 것들이 지구조 운동과정에서 육지로 노출된 것이다

연구를 통해 이 지역 기만암들의 분포와 기원층 밝히는데 있다.

선형되어야 한다. 이 보고서의 목적은 암호상열도와 캐롤라인 지역에 대한 탐사와 수단이다. 따라서 열수 작용을 파악하기 위해서는 기만암에 대한 상세한 연구가 완체를 형성하기도 하므로 기만암 연구는 열수 광산의 분포 파악에도 매우 중요한 계진 틀을 타고 순환하던 열수가 순환과정에서 재침전하여 기만암 내부에 백상의 열수작용의 존재 여부 및 열수 조성 특성을 연구할 수 있다. 한편, 암석의 열수 조성이 변화하고, 기만암의 조성 역시 이 과정에서 변화하게 되므로 기만암을 연구한다. 그리고 마그마와 열수 상호작용을 통해 형성된 열수는 기만암과의 반응으로 마그마 진화는 기만암에 반영되므로 기만암 연구를 통해 마그마 진화 과정을 지구·암석 화학적 연구 결과는 미진하다 (JAMSTEC, 1997).

Technology Center, JAMSTEC)에 의하여 종합적인 지구물리 탐사가 수행되었으나 암호상열도 지역은 최근 일본의 해양 과학기술훈 연구소 (Japan Marine Science and Technology Center, JAMSTEC)에 의하여 종합적인 지구물리 탐사가 수행되었으나 관망사들이 광산의 개발을 서두르고 있다 (Binns and Scott, 1993). 그러나 basin)에서도 열수 작용과 열수 광산이 발견되었고, 이에 따라 호주 arc)의 경우 많은 열수작용이 관찰되었으며, 유사 환경인 마나스 골지 (Manus 때꾼이다 (Perrit and Fonari, 1982). 인접지역인 마리아나 호상 열도 (Mariana 열침에 의해 형성되었다고 알려져 캐롤라인해령 (caroline ridge)이 분포하고 있기 판단되고, 캐롤라인 지역에는 느린 속도로 확장하는 소롤 트라프 (sorol trough)와 Area)로 선정했다. 암호상열도는 과거 호상 열도 화산 작용이 있었던 지역으로 암호상열도 (Yap Arc) 지역과 암해구조로 확장하는 캐롤라인지판의 일부 (Caroline 열점 (hot spot) 지역에서 활발하다. 이런 탐사는 이러한 지구조 환경이 교차하는 (Island arc), 그리고 지판 내부 일부 맨틀에서 기원한 마그마가 형성·분출하는 지판이 소멸되는 해구의 상부 지판 (over riding plate)에 분포하는 호상 열도 마그마의 분출과 열수 작용은 지각이 형성되는 중앙해령 (Mid-Ocean-Ridge), 열수작용과 관련된 마그마의 분출은 지구조 환경과 밀접한 관련이 있다. (Park, 1975).

2. 지역개관

연구지역은 필리핀 판에 위치한 압호상열도 (Yap arc)와 압해구 (Yap trench) 그리고 압-해구로 섭입하는 캐롤라인지판의 일부를 포괄하고 있다. 필리핀 지판은 주로 섭입대로 둘러싸여 있는 특성을 갖고 있는데 태평양 지판과는 이즈-보닌 해구 (Izu-bonin trench) 및 마리아나 해구(Mariana trench)를 경계로 접하고 있고 캐롤라인지판과는 압해구 (Yap trench), 팔라우 해구 (Palau trench), 그리고 활성의 열개대 (active rift valley)로 인정되고 있는 아이유 트라프 (Ayu trough)를 경계로 하고 있다 (Seno, 1993). 캐롤라인지판은 태평양 지판과 필리핀 판에 접하고 있는 소규모의 지판으로서 태평양 지판과는 주향 이동과 확장을 동시에 하고 있는 소롤 트라프 (sorol trough)와 무소 해구 (Musso trench)를 경계로 하고 있다 (Weissel and Anderson, 1978). 이번 탐사지역 중 2/3에 해당하는 남쪽 부분은 캐롤라인지판 그리고 1/3의 북쪽 부분은 태평양 지판이 침강하는 지역이 차지하며, 연구지역 북단은 마리아나 해구의 최남단과 만나고 있다. 즉 연구 지역은 3개의 지판이 만나는 'Triple Junction'으로 보인다.

압해구에서 필리핀지판 아래로 침강하는 태평양지판과 캐롤라인지판의 경계에는 현재도 느린 속도로 확장되고 있는 소롤 트라프가 위치하고 있고 이것의 동쪽에는 캐롤라인해령이 북서에서 남동방향으로 분포하고 있어서 이 지역은 활성의 판 경계면과 지형적 기복이 심한 해령이 해구 속으로 침강하는 독특한 지구조 환경을 이룬다 (Hawkins and Batiza, 1977). 압해구에서의 섭입 작용은 캐롤라인해령의 섭입에 의한 마찰작용에 의해 정지된 것으로 생각되었으나(Hawkins and Batiza, 1977) JAMSTEC의 최근 연구 (Fujiwara, 1997)에 의하면 아직 섭입이 지속되고 있는 것으로 보고되기도 한다. 그러나 해구에서 섭입 작용이 현재 지속되고 있는지의 여부와 무관하게 상부 지판에 형성된 다양한 규모의 압-호상열도가 존재하는 것으로 미루어 화산활동이 과거에는 활발했던 것으로 생각된다. 한편, 대부분의 열도-해구간 거리가 100 Km 이상 되는데 비해 압-해구 지역은 이 거리가 40 Km 밖에 되지 않는 매우 독특한 특성을 갖고 있다 (Fujiwara, 1997).

이번 열수 탐사는 필리핀 판 위에 존재하는 압열도의 해저산 1개 그리고 섭입하는 캐롤라인지판에 분포하는 소규모의 해저산을 대상으로 실시하였다. 탐사 지역은 압호상열도의 화산활동과 캐롤라인해령, 혹은 소롤 트라프의 화산활동과 관련된 것으로 예측된다. 압해구는 캐롤라인지판과 소롤 트라프, 캐롤라인해령이 필리핀 지판에 섭입하는 지역으로, 태평양 판이 침강하는 인접 마리아나 해구와는 여러 가지 지구조적 환경이 다를 것으로 추측되며 이것은 이 지역 기반암의 지화학적 특성에도 반영되어 나타날 것으로 기대된다.

3. 암석의 채취와 선상 기재

압열도-해구 지역에서 총 5회의 드렛지(dredge)를 실시하였다. 드렛지는 과거 해저화산 활동이 있었던 것으로 추정되는 압열도 (Yap arc)와 압열도의 해구 건너편의 캐롤라인지판 끝단에서 실시하였다. 압열도에서 4회 (D5, D6, D8, D9) 캐롤라인 지역에서는 1회(D7)의 드렛지를 수행하였다. 각 드렛지의 위치와 수심 그리고 채취된 시료에 대한 선상 기재 사항은 Table 4-1-1에 정리되었다. 압열도의 D5 드렛지에서는 약 6.5 Kg의 시료가 채취되었으며 노두에서 채취된 시료가 약 80%, 전석 형태로 채취된 시료가 20%였다. 채취된 시료 중 각력암이 가장 많은 비율을 차지했으며, 석회암, 반정질 화산암, 이암, 부석의 순으로 많이 나타났다. 이 지역에서는 열수 변질을 받은 것으로 보이는 초염기성암(D5-4)과 몇가지 시료들이 발견되었다. 그리고 약 50%의 시료에는 망간각이 얇게 피복되어 있다. D6에서는 약 2 Kg 정도의 부석만이 채취되었다. 캐롤라인 지역의 끝단에서 실시된 D7에서는 150 Kg 정도의 많은 량의 시료가 채취되었으며 이는 약 60%의 반정질 현무암 그리고 약 40% 정도의 미고화된 유공충 석회암으로 구성되어 있다. 채취된 시료 전체가 노두에서 획득된 것으로 판단된다. 압열도에서 다시 실시된 D8에서는 150 Kg 정도의 시료가 채취되었는데 유공충 연니가 50% 이상을 차지했으며 이외에 석회암, 현무암, 부석 등이 채취되었다. 현무암은 해수와의 반응 경계면 (chilled margin)을 가진 베게 현무암 (pillow basalt)이 많은 량을 차지하였다. 부석을 제외한 모든 시료가 노두에서 획득된 것으로 생각된다. 이

드렛지에서는 열수에 의해 형성된 것으로 판단되는 망간각 조각도 발견되었다. D9에서는 이질 석회암, 각력암, 현무암, 안산암, 부석, 화산 쇄설기원의 사암 등이 채취되었으며 총 시료 무게는 약 100 Kg이고, 90% 이상이 노두에서 분리된 것으로 추정된다.

이상에 정리된 것과 같이 다양한 암석과 석회질 연니가 채취되었으며 열수 작용과 관련이 있는 시료들도 발견되었다. 따라서 이 지역에는 광범위한 열수 작용이 있었던 것으로 판단된다.

4. 연구방법

각 드렛지 별로 채취된 암석들 중 신선한 시료를 선정한 후, 유공충과 망간산화물을 제거하고 증류수로 세척한 후 오븐에서 24시간 건조시켰다. 건조된 시료를 Jaw crusher를 이용 잘게 부순 다음 자동 마노유발을 이용해 완전히 분말화 하였다. 분말화된 시료 중 주원소는 LiBO_4 를 flux로 이용해 bead를 제작한 후 XRF (Phillips Co)로 분석하였다. Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Cd, Ba 등의 원소는 ICP-AES (Optima 3300DV, Perkin Elmer Co)로, Nb, Th, REEs(Rare Earth Elements)는 ICP-MS (PQ11, VG element Co)를 이용하여 분석했다. ICP-AES와 ICP-MS 분석을 위한 분말 시료 용해를 위해 먼저 0.2 g의 시료를 가압용 테프론 용기에 넣고, HF, HNO_3 , HClO_4 원액을 각각 4:4:1의 비율로 넣은 후 뚜껑을 밀폐시키고, 후드 내에 설치된 가열판 위에서 175°C 이하의 온도로 12시간 가열·용해시켰다. 시료들이 용해되었음을 확인한 후 다시 뚜껑을 열고 산들이 충분히 증발할 때까지 가열판 위에서 반응시켰다. 반응이 끝난 시료들은 0.1 N HNO_3 용액으로 20분 이상 용출시켜 30 ml 용기에 옮겨 담았고 최종량을 30 g 이 되도록 맞추었다. 그리고 원소에 따라 이 용액을 적절히 희석·분석하였다.

5. 결 과

연구 지역 암석 시료의 전암 분석 결과는 Table 4-1-2에 정리하였다. 압호상열도와 섭입 지판인 캐롤라인 지역의 시료는 암석학적 특징이 다르므로 분리하여 기술하였다.

가. 압호상열도 (Yap Arc)

(1) 주원소

암 지역에서 채취된 암석은 조면암질 현무암 (trachy basalt), 안산암 (andesite), 데사이트 (dacite) 등으로 대부분 low-K의 호상열도 솔라이트질(Island arc tholeiite) 암석이다. 그러나 medium-K (D5-9), high-K (D9-8) 계열의 알칼리 및 칼크-알칼리 암석도 발견되었다 (Fig. 4-1-3, 4-1-5). 암석들의 마그네슘 넘버 (magnesium number, Mg#)는 15~25%의 범위를 보이며, 분화가 상당히 진행된 암석으로 생각된다 (Table 4-1-2). 한편, 이 지역에서 채취된 D5-4B 시료는 Mg#가 68% 이상으로 감람암 (peridotite)에 가까운 암석이다 (Table 4-1-2).

CaO와 MgO의 좋은 정의 상관 관계로 보아 분석된 시료들은 동일한 마그마에서 분화되었을 가능성이 크다 (Fig 4-1-6). 그리고 낮은 Mg#는 사장석 (plagioclase)이 정출·분화된 것을 지시하며, 육안 관찰로도 감람석 (olivine)과 사장석 (plagioclase)의 반정이 관찰된다 (Table 4-1-1, Fig. 4-1-1). FeO, TiO₂, SiO₂는 MgO가 감소함에 따라 감소하는 경향을 보인다(Fig 4-1-6). 그러나 Na₂O의 경우 MgO와 좋은 정의 상관관계를 보이는데, MgO가 감소함에 따라 Na₂O가 약간씩 증가하는 일반적인 분화과정을 고려할 때 (Philpotts, 1990) 이것은 예외적인 현상이다 (Fig. 4-1-6). K₂O의 경우는 일반적인 경향과 같이 MgO가 감소함에 따라 약간 증가한다 (Fig. 4-1-6).

(2) 미량원소

N-MORB(Normal-Mid Ocean Ridge basalt)에 비해 LILE (large ion lithophile elements)가 부화되어 있으며 Nb를 포함한 HFS (High field strength elements) 원소들은 상대적으로 낮은 농도를 보인다 (Fig. 4-1-7). 이러한 미량원소의 특징은 이 지역 암석이 전형적인 호상열도 마그마에서 기원한 것임을 지시한다 (Hyndman, 1985, Rollinson, 1993). Th는 Nb와 같은 HFS 원소로서 다양한 호상열도 마그마에서 N-MORB에 비해 결핍되는 경우가 많으나 이 지역 시료의 경우 N-MORB에 비해 높다 (Fig. 4-1-7).

REEs의 경우 $(La/Yb)_N$ 가 1.36 ~2.86으로 LREEs(Light Rare Earth Elements)가 약간 부화되어 있는 경향을 나타낸다 (Table 4-1-2, Fig. 4-1-8). 그리고 특히 모든 시료에서 음의 Ce 및 Eu 이상치가 매우 크게 나타나는 점이 특이하다 (Fig. 4-1-8). 호상열도 시료에서 가끔 관찰되는 음의 Ce 이상치의 해석에는 많은 논란이 제기되고 있으나 섭입 지판의 퇴적물과 관련시키려는 움직임이 우세하다 (Hole et al., 1984). 음의 Eu 이상치는 일반적으로 사장석의 정출·분화 과정에서 일어나므로 (Philpotts, 1990) 이 지역 호상열도 마그마의 분화과정에서 사장석이 상당부분 제거되었음을 유추할 수 있다.

나. 캐롤라인 지역 (Caroline area)

(1) 주원소

캐롤라인 지역에서 채취된 암석의 화학 분석결과 분석 시료의 대부분이 현무암이며 2개의 시료가 조면암질 현무암 (trachy basalt)으로 나타난다(Fig. 4-1-3). 그리고 분석된 암석은 대부분 솔라이트(tholeiitic) 계열이지만 칼크 알칼리(calc-alkaline) 계열의 현무암도 1개 존재하였다 (Fig. 4-1-4). Mg#는 19.31 ~34.33 %의 범위를 보이며 상당히 분화가 진행된 마그마에서 기원한 암석들로 생각된다 (Table. 2). MgO와 다른 주원소들간의 상관 관계도를 볼 때

분석된 암석들의 대부분은 기원이 같은 마그마에서 분화된 것으로 판단되며 저압형 분화과정 (low pressure fractionation)의 패턴을 나타낸다 (Langmuir *et al.*, 1993). 이 저압형 분화과정에서 Ca-사장석이 분화 초기에 다량 정출된 것으로 판단되는데, 이러한 과정은 MgO-CaO 상관관계 도표에서 MgO와 CaO는 좋은 정의 상관관계를 보이지만 MgO가 감소함에 따라 FeO와, Na₂O는 증가하는 패턴을 보이는 것으로 특징지어 진다 (Langmuir *et al.*, 1993). 한편, D7-4는 다른 암석들과 동일한 경향을 보이지 않으며 기원이 다른 암석이거나 열수 변질의 산물일 것으로 생각된다 (Table 4-1-1, Fig. 4-1-6)

(2) 미량원소

'spider diagram'에 N-MORB로 표준화한 'incompatible' 원소들을 도시한 결과에 따르면 전반적으로 'incompatible' 원소들이 N-MORB에 비해 부화되어 있음을 알 수 있다. 특히 이 암석들에서는 LILE 원소들은 상대적으로 더 부화되어 있다. 암석의 육안 관찰결과 감람석 반정들이 관찰되며 따라서 'olivine tholeiite' 계열의 암석 즉 T-MORB에 해당하는 암석인 것으로 생각된다 (Langmuir *et al.*, 1993 Rollinson, 1993). 이것은 이 암석들의 Y/Nb 비가 4~7 정도로 (alkali basalt는 Y/Nb 비가 2 미만임) 판내부 환경의 알칼리 현무암 (Ocean Island basalt, OIB)에 비해 높고 미량원소의 특성이 N-MORB와는 다르기 때문이다 (Langmuir *et al.*, 1993 Rollinson, 1993).

분석된 시료의 T-MORB적인 특징은 REEs 패턴에도 나타나 있다. N-MORB는 chondrite로 표준화 하였을 때 LREEs가 결핍된 패턴을 나타내지만 연구지역의 시료는 (La/Yb)_N이 1.28 ~ 1.79의 범위이며 전반적으로 LREEs가 부화되어 있는 형태로 나타난다. OIB에서는 LREEs가 chondrite에 비해 100배 이상 부화되어 있는 경우가 많으며 (Langmuir *et al.*, 1993) 따라서 연구지역 시료는 N-MORB와 E-MORB의 중간적인 특성을 보이는 T-MORB 즉 olivine tholeiite로 판단되어 진다.

REEs 패턴에서 주목할 만한 점은 음의 Eu 이상치가 존재한다는 사실이다 (Fig. 4-1-8). 이것은 주원소의 상관관계 도표에서 유추되는 저압형 분화 작용의 결과로

보인다. 즉 olivine tholeiite가 저압하에서 결정화 초기에 많은 양의 Ca-사장석을 정출한 결과 큰 음의 Eu 이상치가 나타났을 것으로 생각된다.

6. 고 찰

가. 압열도 지역 마그마의 기원과 분화

이 지역은 소롤 트라프 (Sorol trough)를 경계로 태평양 지판과 캐롤라인지판이 압해구를 통해 함께 필리핀 지판으로 섭입하는 지역으로서 복잡한 지구조 환경을 갖고 있다. 이 지역은 특히 열도-해구간 거리가 40 km로 일반적인 해구-열도에서 보이는 평균적인 거리에 비해 매우 좁다는 특징을 갖는다. 일반적으로 해구 열도간 거리는 침강하는 지판의 섭입각도와 밀접한 관련이 있는 것으로 알려져 있다(Cross and Pilgar, 1982). 섭입각도가 클수록 해구-열도간 거리가 짧아지는데 이것은 호상열도 마그마가 형성되는 Benioff-Wadati Zone이 약 110 km로 일정하기 때문이다. 즉 섭입 각도가 크면 짧은 거리에서 섭입 지판이 이 깊이에 도달하기 때문에 호상열도 마그마는 해구에서부터 보다 가까운 쪽에 형성되는 것이다. 이러한 이론으로부터 압해구로 침강하는 지판의 섭입 각도가 매우 클 가능성이 있음을 추론할 수 있다. 물론 이런 추론을 하기 위해서는 압해구 앞에 존재하는 해저산이 호상열도 암석의 특징을 갖고 있는지를 먼저 확인해야 한다. 판 내부 기원의 암체 혹은 그 외 다른 구조물이 우연히 해구 앞에 존재하고 있을 가능성도 있기 때문이다. 그러나 결과에서 보이듯이 분석 결과는 압호상열도가 전형적인 조산대 솔라이트 (Island arc tholeiite)의 특징을 갖고 있다. 즉 압호상열도 지역에는 섭입과 관련된 마그마 형성이 있었고 지판의 침강과 관련된 호상열도 마그마의 형성이 해구로부터 매우 짧은 거리에서 일어났으며, 따라서 섭입 각도는 약 70° ($\tan \theta = 11/40 = 2.7$)로 매우 크다는 추론이 가능해진다.

한편 지판의 섭입 각도는 침강하는 지판의 연령, 온도, 지형과 밀접한 관련이 있는데 궁극적으로는 침강하는 지판과 그 주위 (matle wedge)의 밀도차에 기인한다

(Cross and Pilgar, 1982). 즉 침강 지판의 밀도가 주위 (mantle wedge)에 비해 매우 크기 때문에 급격한 각도로 섭입이 일어나는 것이다 (Cross and Pilgar, 1982). 현재 섭입 지판과 'mantle wedge' 사이에 존재하는 큰 밀도차를 설명할 수 있는 자료가 없다. 그러나 이러한 조구조적 특성에 대한 지구물리적 해석은 압-열도 마그마의 기원과 진화, 캐롤라인지판 구성 암석을 해석하는데 중요한 열쇠를 제공할 것으로 생각한다.

압호상열도 시료에서는 조면암질 현무암 (D5-9, D9-8)의 존재, Na_2O 가 마그마가 분화함에 따라 감소하는 현상(동일 계열 마그마에서 진화했음을 전제할 때), 그리고 REEs 패턴에서 보이는 LREEs의 부화 현상과 음의 Ce 및 Eu 이상치 등의 3가지 특징적인 현상이 발견된다. 물론 분석된 시료의 갯수가 적기 때문에 이러한 경향성들이 이 지역의 특성을 대표하는지의 여부는 분명치 않다. 그러나 이것을 각각 나누어 고찰해 보고자 한다.

(1) 조면암질 현무암 (trachy basalt)의 기원

압 지역의 조면암질 현무암은 Nb 등 'incompatible' 원소들의 패턴으로 미루어 볼 때 판내부 기원(OIB)이 아닌 호상열도 기원으로 판단된다. 따라서 섭입 환경에서 알칼리가 풍부한 마그마가 형성될 수 있는 가능성을 고찰해 보아야 한다. 논의를 단순하게 하기 위해 총 알칼리의 증가를 주로 Na의 관점에서 고찰해 보고자 한다. D9-8의 경우는 K의 함량도 상당히 높은 것으로 나타나지만 다른 시료들은 전체적인 총알칼리의 증가에 Na가 더 큰 영향을 미치고 있기 때문이다.

호상열도 마그마의 조성을 규정하는 조건에 대해서는 다양한 연구가 진행되었지만 아직까지 호상열도 암석의 다양성을 충분히 설명할 수 있는 이론은 정리되지 않았다. 그러나 기존의 연구결과 다양한 제한 요소들 중 섭입 지판 위의 맨틀 (mantle wedge)을 덮고 있는 지각, 즉 호상열도 마그마가 분출하는 지각의 두께가 호상열도 마그마의 조성에 매우 중요한 역할을 수행한다고 보고되었다 (Plank and Langmuir, 1988). Plank와 Langmuir (1988)는 전세계적으로 발표된 호상열도 암석 자료들을 정리하여 이러한 결과를 발표했는데 이들에 따르면 Mg가

관련이 있는 것으로 생각되며, 앞으로 보다 진전된 연구가 필요하다고 판단된다. 이것은 양해구조로 취급하는 지반의 큰 침입각도를 일으켰을 가능성이 있는 점도 이와 기원한 맨틀의 성분이 Na의 함량이 높은 것이 많은 것이 있는 것으로 생각된다. 수 있는 것이다. 보다 자세한 검토가 필요하지만 관측적으로 암-호상염도 시료가 계열이 아니라면 이 모델이 제시한 일반적인 관계에서 벗어나는 마그마가 형성될 추상된 채 만들어진 모델이다. 그러므로 마그마가 형성된 맨틀의 조성이 N-MORB 전체한 것이다. 즉 기원 마그마 (primary magma)가 생성된 맨틀 성분의 다양성은 Plank 등 (1988)이 유도한 모델은 맨틀의 성분이 N-MORB에 가깝다는 것을 나타내는 경우와 비교해 Na의 함량이 매우 높다고 할 수 있다.

Na 함량이 매우 높다. 즉 암호상염도 지역 암석은 일반적인 호상염도 시료들에서 Ca_0 에 의해 추정되는 Na의 함량에 비해 암호상염도 조면암질 현무암의 Na_2O 의 함량은 5.19%이며 Na로 환산하면 약 3.85%의 함량을 보인다 (Table 보인 것이다. 그러나 4.85%의 가장 높은 MgO의 함량을 보이는 DS-9의 경우에도 Ca-Mg 관계를 이용해 유추되는 이 지역의 Na_0 의 값은 2% 미만의 낮은 함량을 평균적인 지각 두께를 갖는 다른 호상염도에 비해 오히려 낮아져야 한다. 그리고 부분 용융은 더 많이 일어나게 되고 저압형의 분화를 겪으므로 Na_0 의 함량은 미미하다. 이 두께는 전체 평균 지각 두께에 비해 많은 편이며, 따라서 맨틀의 Plank와 Langmuir(1990)의 모델에 적용했을 때 이 지역 지각의 두께는 약 10 km 연구지역 암석들이 보여주는 Mg와 Ca의 선형관계로 Ca_0 를 유추하고, 이 값을 물질의 동화가능성은 감소한다는 것이다 (Plank and Langmuir, 1988).

두께가 얇으면 맨틀의 부분 용융 정도는 증가하고 저압형의 분화가 일어나며 지각의 동과하면서 지각 물질의 동화 (assimilation) 가능성이 높아지는 반면 지각의 작아지게 되며 이후 진행되는 분화는 고압형의 분화과정과정을 거치며 두꺼운 지각을 모델링했다. 즉 지각의 두께가 두꺼우면 맨틀의 부분용융 정도가 상대적으로 정률분화작용에 작용할 수 있는 기작(mechanism)을 기존의 실험 데이터를 이용해 선형적으로 증가한다. 이들은 지각의 두께가 맨틀의 부분용융과 마그마의 함량의 함량은 선형적으로 감소하고 Na_0 (Mg가 6%일 때 Na의 함량)의 함량은 6.0%가 되도록 표준화했을 때 지각의 두께가 두꺼울수록 Ca_0 (Mg가 6%일 때 Ca의

(2) MgO와 NaO의 정의 상관관계

일반적으로 MgO와 NaO는 부의 상관관계를 보이는데, 이것은 조장석 (albite) 계열의 장석보다 회장석 (anorthite) 계열의 장석이 먼저 정출하기 때문이다(Philpotts, 1990). 이러한 일반적인 경향은 분석된 시료들이 동일한 마그마의 다른 분화 단계의 산물이라는 전제를 포함한다. 즉 분석된 암석들이 기원한 마그마가 다르다면 이러한 경향성은 다른 각도에서 고찰되어야 한다.

한편, 연구지역 암석 시료에서 나타나는 CaO-MgO의 좋은 정의 상관관계 ($R=9.8$) 그리고 Nb과 Mg# (magnesium number) 상관관계에서 나타나는 좋은 부의 상관관계는 이 암석들이 동일한 마그마에서 기원한 암석임을 지시한다 (Fig. 4-1-6, Fig. 4-1-9). Mg#와 규산염 격자에 잘 포함되지 않고 (incompatible) 비유동적 (immobile) 원소인 Nb가 좋은 부의 상관관계를 보인다는 것은 같은 마그마가 분화되면서 이 원소가 계속 잔류, 농도가 높아지고 있는 과정을 나타내는 것으로 생각되며, 이것은 시료들이 동일 기원 마그마의 분화 산물일 가능성이 높다는 점을 암시한다. 그리고 초기 마그마의 조성을 보존하고 있는 Nb/Zr (0.2~0.38)의 비가 큰 차이를 보이지 않는다는 것도 이러한 가능성을 지지한다 (Table. 4-1-2). 즉 Mg#로 볼 때 연구 지역의 마그마는 조면암질 현무암 (trachy basalt) 마그마에서 안산암질 마그마, 데사이트 질 마그마로 분화가 진행되어 왔고, 일반적인 마그마의 진화와는 달리 Na의 함량이 점차로 낮아지고 있는 방향으로 진화되고 있다는 것이다. 이는 마그마 분화 과정에서 높은 Na의 함량으로 인해 조장석 계열의 사장석 (Na-Plagioclase)이 보다 초기에 정출, Na₂O의 제거가 이루어지고 있는 과정에 있기 때문으로 사료된다.

(3) REEs 패턴

REEs 패턴에서 보이는 특징은 LREEs의 부화 현상과 음의 Ce 및 Eu 이상치이다 (Fig. 4-1-8). Eu 이상치는 주로 사장석의 정출 분화와 관련되어 있다. Ca_{6.0}으로 추정된 이 지역 지각의 두께는 10 km 미만으로 매우 얇을 것으로 추정되며 저압형

분화 작용에서 사장석이 초기 정출했을 가능성이 있음을 시사한다.

LREEs와 LILE는 액체에 의한 유동성이 매우 큰 원소들이기 때문에 섭입 지판 상부의 맨틀 (mantle wedge)의 부분 용융에 용제 (flux)로 작용한, 섭입 지판 기원의 액체에 용해되어 있던 이들 원소가 맨틀의 부분용융으로 형성된 호상열도의 기원 마그마 (primary magma)의 원래 조성에 영향을 주었을 가능성이 크다. 일반적으로 해저 퇴적물에서는 음의 Ce이상치가 나타나는 경우가 많다. Ce는 Eu (2+)를 제외한 다른 REEs가 +3가인 것과 달리 +4가이기 때문에 산화물을 쉽게 형성하고 해수에서 신속히 제거되어 망간단괴 등 산화물로 이동하게 된다 (Fleet, 1984). 이러한 과정에서 망간단괴 등 망간 산화물은 양의 Ce 이상치가 나타나고 퇴적물에서는 음의 Ce 이상치가 나타난다는 것이다 (Fleet, 1984). 이러한 REEs 패턴이 섭입 지판 위에 퇴적되어 있던 퇴적물에 유래한 액체, 즉 섭입 지판 상부 맨틀의 용제의 조성에도 반영되어 이에 영향을 받은 기원 마그마 역시 퇴적물과 유사한 패턴을 보이게 될 가능성이 있는 것으로 생각된다. 이 지역 암석의 조성을 보면 LREEs는 N-MORB에 비해 부화되어 있지만 Ce는 N-MORB와 유사한 값을 보이는데 이 현상은 Ce를 제외한 다른 LREEs가 섭입 지판의 퇴적물에서 유래한 용제에 의해 초과 공급되어 나타난 현상으로 생각된다 (Fig. 4-1-7). 호상열도 암석에서 나타나는 LREEs의 부화와 Ce 이상치는 섭입 지판과 함께 섭입한 퇴적물의 영향에 의한 것으로 보고되고 있다 (Hole *et al.*, 1984).

나. 캐롤라인 지역 마그마의 기원과 분화

인근에 분포하는 캐롤라인해령은 열점에 의해 형성된 것으로 보고되고 있고 소를 트라프는 느린 속도로 확장되고 있는 활성의 열개대이기 때문에 이 지역 암석에는 이 두가지의 조구조적 과정의 영향이 복합되어 나타날 것으로 생각된다. 소를 트라프 지역 암석 시료는 N-MORB와 E-MORB 타입이 나타나는 것으로 보고되어 있다 (Perfit and Fonari, 1982). 분석 결과에 따르면 캐롤라인 지역 시료들은 저압형 분화작용을 거친 olivine tholeiite의 특징을 갖는다. 그리고 이 시료들에서는 전체적으로 'incompatible 원소의 부화가 관찰된다 (Fig. 4-1-6).

그리고 REEs의 패턴은 이 암석들이 N-MORB가 아닌 T-MORB 타입임을 지시한다 (Fig. 4-1-8). 즉 이 지역 마그마는 캐롤라인해령을 형성시킨 열점 기원 마그마와 소롤 트라프의 열개 과정에서 형성되는 N-MORB 타입의 마그마가 혼합·형성된 것으로 보인다. Eu 이상치는 이러한 혼합에 의해 형성된 olivine tholeiite가 분화 초기에 다량의 사장석을 정출했기 때문에 나타난 현상으로 보인다. 그리고 La와 Mg# 간부의 상관관계를 볼 때 각 시료 중 REEs의 함량차이는 Eu이 사장석과 함께 모두 정출된 후 분화가 지속되는 과정에서 'incompatible'한 성질을 갖는 REEs가 점차로 농축된 결과에 기인한 것으로 해석된다 (Fig. 4-1-9).

7. 결 론

- 압호상열도 지역 암석은 조면암질 현무암, 안산암, 데사이트로 구성되어 있으며 호상열도 암석 시료의 전형적 특징을 보여준다.
- 이번 탐사에서 열수 작용이나 과거 열수 작용에서 기원한 열수의 광맥은 찾지 못했지만 이 지역에서 관찰되는 다양한 마그마의 진화 양상으로 볼 때 과거 마그마의 진화와 분출에서 기원한 열수 작용이 있었을 가능성이 큰 것으로 사료된다. 그리고 데사이트로 까지 진화한 마그마의 분화로 볼 때 열수 광상의 형성 가능성이 있는 것으로 판단된다.
- 캐롤라인 지역은 olivine tholeiite 계열의 현무암으로 구성되어 있으며 N-MORB와 E-MORB의 중간적인 T-MORB의 특성을 보이는데, 이는 이 지역 암석의 진화가 매우 복잡하며 캐롤라인해령의 열점 기원 마그마와 소롤 트라프의 N-MORB가 혼합·형성된 것을 시사한다.

참 고 문 헌

- 박준범, 권성택, 안중호, 강정극, 1992, 서부 케롤라인 해령과 압해구-열도계의
해저 현무암질암에 대한 암석 기재 및 광물화학, Jour. Petrol. Soc. Korea,
1(1), 71-84
- Beccaluva, L., G. Macciotta, C. Savelli, G. Serri, O. Zeda, Geochemistry and
K/Ar Ages of Volcanics Dredged in the Philippine Sea(Mariana, Yap, and
Palau Trenches and Parece Vela Basin), in: The Tectonics and Geologic
Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, D.E. Hays, ed., Am.
Geophys. Union. Geophys. Monogr. Ser., 23, 247p, 1980.
- Binns, R.A., and Scott, S.D., 1993, Actively forming polymetallic sulfide
deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus
back-arc basin, Papua New Guinea, Economic Geology, v.88, 2226-2236.
- Clift, P.D. and J. Lee, 1998, Temporal evolution of the Mariana arc during
rifting of the Mariana Trough traced through the volcanoclastic record,
The Island Arc, 7, 496-512
- Crawford, A.J., L. Beccaluva, G. Serri, J. Dostal, 1986, Petrology,
geochemistry and tectonic implications of volcanics dredged from the
intersection of the Yap and Mariana trenches, Earth and Planetary Science
Letters, 80, 265-280
- Fujiwara, T., C. Tamura, K. Fujioka, K. Kobayashi, Detailed Morphology of the
Yap Trench in JAMSTEC Journal of Deep Sea Research, No. 13, 203p 1997.
- Hawkins, J., R. Batiza, 1977, Metamorphic rocks of the Yap arc-trench system,
Earth and Planetary Science Letters, 37(2), 216-229
- Hole M.J., Saunders A. D., Marriner G.F. Tarney J. 1984. Subduction of
pelagic sediment: Implication for the origin of Ce-anomalous basalts from
the Mariana Island. Journal of the Geological Society of London 141,
453-72

- Irvine T.N and Baragar W.R.A.. 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548
- Kay, S.M., R.W. Kay, 1982, Tectonic controls on tholeiitic and calc-alkaline magmatism in the Aleutian Arc, *Journal of Geophysical Research*, **87**(B5), 4051-4072
- Langmuir, C.H., E.M. Klein, T. Plank, 1992, Petrological Systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts : Constraints on Melt Generation Beneath Ocean Ridges. in *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridge*, J.P Morgan, D.K Blackman, J.M Sinton, ed., Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Ser., **71**, 361p, 1993.
- Lee, J., R.J. Stern, 1995, Forty million years of magmatic evolution in the Mariana arc: The tephra glass record, *Journal of Geophysical Research*, **100**(B9), 17,671-17,687
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R and Zanettin B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Park Jr, C.F., R.A. MacDiarmid, 1975, *Ore Deposit*. W.H FREEMAN AND COMPANY San fransisco.
- Perfit, M.R., Fonari, D.J., 1982. *Mineralogy and geochemistry of volcanic and plutonic rocks from the Caroline plate : tectonic implications*. *Technophysics*, **87**, 279-313.
- Plank, T., C.H. Langmuir, 1988, An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 349-700
- Philpotts, A.R., 1990 *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

- Rollinson, H.R., 1993, Using Geochemical Data : Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical.
- Rona, P.A., K. Bostrom, L. Laubier, K.L. Smith, 1983, Hydrothermal Process at Seafloor Spreading Centers, Plenum Press, New York, 796p.
- Rickwood P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Ridge office, 1998, Draft Ridge Science Plan (1998~2003) www.Ridge.unh.edu.
- Seno, T., 1993, A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *Journal of Geophysical Research*, 98(B10), 17,941-17,948
- Shiraki, K., 1971, Metamorphic basement rocks of Yap islands, western Pacific: possible oceanic crust beneath an island arc, *Earth and Planetary Science Letters*, 13, 167-174
- Weissel, J.K., R.N. Anderson, 1978, Is there a Caroline plate?, *Earth and Planetary Science Letters*, 41(2), 143-158
- JAMSTEC *Journal of Deep Sea Research*, 1997, No. 8 782p
- Yang, K., S.D. Scott, 1996, Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system. *Nature*, 383, 420-423.

Table 4-1-1. Location and description of dredge hauls, cruise KODOS 98-3.

D5 (Yap arc 지역 수심 2,757 ~ 2,250 m 에서 채취된 시료)

시료 번호	암 석	부 피 (mm)	시료 무게 (Kg)	특 징
D5-1	각력암	80×70×42	0.38	· 화산쇄설기원의 사암 색설물이 점토질의 고결물에 의해 고결되어 있는 각력암
D5-2	각력암	135×40×105	0.57	
D5-3	각력암	90×75×34	0.2	· 점토질 기질에 화산쇄설물 역이 들어 있는 각력암
D5-4	초염기성암	110×75×58	0.62	· 녹색 및 금색의 열수 변질 광물이 기공을 채우고 있고 비중이 큰 초염기성암
D5-5	변질현무암	45×35×45	0.07	· 일부가 나무색으로 변질된 현무암
D5-6	사암/각력암	5 pebble	0.18	· 석회암으로 고결된 사암 · 신선한 화산쇄설물을 포함한 각력암 ※ 모두 열수 변질대를 갖고 있음
D5-7	사암/화산암	9 pebble	0.24	· 회색이며 석영 입자 관찰되는 사암 · 지형의 사장석 반정을 포함
D5-8	각력암	13 pebble	0.35	· 화산쇄설기원 사암 및 각력암 역이 녹색의 점토 기질로 고결된 각력암
D5-9	반정질 현무암/ 각력암	4 pebble	0.07	· 감람석 및 사장석 반정 · 점토기질속에 화산쇄설물이 포함된 각력암
D5-10	각력암	30×25×15	0.02	· 석회암을 고질물로 한 화산성 및 변질 초염기성암의 각력암
D5-11	각력암	30×35×20	0.03	· 연갈색의 철산화물 기질 속의 변질 화산암의 각력암
D5-12	망간각 조각	6 pebble	0.03	· 균질한 검은색의 망간각 조각
D5-13	산화질 석회암/ 사질 백악	26×28×21/ 73×37×42	0.15	· 속성작용을 받은 산호 · 검은색의 화산기원 입자 및 망간입자 포함
D5-14	부석/각력암/ 망간각조각	5 pebble	0.06	· 점토 기질 속의 화산 색설물
D5-15	부석	1 pebble	0.02	· 회색의 부석
D5-16	함망간 사암	45×50×15	0.03	· 망간 산화물 기질속의 화산색설물

Table 4-1-1. Continued.

D7 (캐롤라인 해령 지역 수심 2,280 ~ 1,778에서 채취된 시료)

시료 번호	암 석	부 피 (mm)	시료 무게 (kg)	특 징
D7-1	다공질, 회색의 베개 현무암	200 × 125 × 100	3.5	<ul style="list-style-type: none"> · 4-8mm의 해수 전층 변질대를 갖고 있으며 내부는 약간 변질되어 있고 철산화물, 석회암, 점토의 맥이 관찰됨 · 회색에서 연갈색의 석회석 및 점토 변질대 · 적갈색의 변질대 · 망간산화물 boxwork가 부분적으로 기공 충전
D7-2	chilled margin을 가진 베개 현무암	13 cobbles	11	
D7-3	썩기 형태의 갈색 베개 현무암	200 × 165 × 135	3.75	
D7-4	썩기 형태의 갈색 베개 현무암	4 cobbles	3.9	<ul style="list-style-type: none"> · 1-2mm의 적갈색의 변질대 · 다공질이며 일부기공이 열수기원의 망간산화물 boxwork로 충전되어 있음
D7-5	현무암	240 × 140 × 100	6.7	<ul style="list-style-type: none"> · 회색 중간정도 변질 작은 사장석 반정 · 기공을 포함하며 일부 기공이 불석으로 충전되어 있음
D7-6	다공질 현무암	52 cobbles	36	<ul style="list-style-type: none"> · 변질이 일어나지 않았거나 초기 단계의 변질을 받았으며 다양한 크기의 기공이 있음. 사장석 및 감람석 반정이 있으며 CFA 맥도 관찰된다.
D7-7	다공질의 변질 현무암	5 pebbles	3.0	<ul style="list-style-type: none"> · 석회암이 표면에 붙어있음이며 변질된 감람석 반정이 관찰됨 · 다공질이며 일부 기공에 망간산화물 boxwork와 철산화물이 충전되어 있음
D7-8	현무암-석회암 각력암	11 pebble	3.75	<ul style="list-style-type: none"> · 석회암으로 둘러싸인 회색의 현무암
D7-9	각력암	1 cobble	0.75	<ul style="list-style-type: none"> · 큰 유리질 현무암 여과 유공층 및 산호질 석회암 역 그리고 완전히 변질된 현무암 역을 석회질 고결물이 고결한 각력암. 붉게 변질된 일부 역은 열수 변질을 받은 듯
D7-10	각력암	2pebble 1 cobble	0.43	<ul style="list-style-type: none"> · 점토 기질 속의 큰 판상의 변질 베개 현무암
D7-11	각력암	11 × 85 × 65	0.46	<ul style="list-style-type: none"> · 녹색의 스펙타이트 질 기질 속의 회색 현무암 역이 들어있는 각력암
D7-12	석회암	7cobble, boulder	27	<ul style="list-style-type: none"> · 균질한 흰색의 유공층 석회암
D7-13	석회암, 회질재	150 × 110 × 80	1.3	<ul style="list-style-type: none"> · 흰색의 유공층 석회암 위에 회색의 재가 층상으로 결합되어 있음
D7-14	현무암	150 pebble	10	
D7-15	석회암	70 pebble	7	<ul style="list-style-type: none"> · 위에 기재된 다양한 암석의 조각들

Table 4-1-1. Continued.

D8 (Yap arc 지역 수심 2,672 ~ 1,778 m에서 채취된 시료)

시료 번호	암 식	부 피 (mm)	시료 무게 (kg)	특 징
D8-1	함말간 사암/ 열수기원의 망간산화물	65×50×15	0.06	· 검은색의 균질한 층과 망간산화물로 고결된 화산쇄설물의 다공질 층이 결합되어 있음
D8-2	현무암/각력암	220×150×100	3.2	· 갈색, 반점상 및 수지상의 망간산화물, 운모입자, 철산화물 맥, 점토광물
D8-3	현무암	9pebble, cobble	0.53	· 석회암 기질속의 갈색 현무암, 석영(?) 입자들과 변성암 조각도 관찰됨
D8-4	고변질 화산암	2 pebble	0.13	· 갈색이며 다양한 맥들이 분포
D8-5	각력암	80×67×48	0.61	· 연갈색의 석회암 기질 속의 다양한 크기의 화산암 역
D8-6	화산암(안산암?)	3 pebble	0.04	· 사장석, 운모 반정을 포함한 갈색의 변질 현무암
D8-7	각력암	55×30×30	0.04	· 심토 및 실트크기의 기질 속에 녹색-나주색의 쇄설물
D8-8	석회암	3 pebble	0.4	· 흰색, 연갈색의 고화된 석회암. 작은 망간입자가 포함되어 있고 인산염화 된곳도 있음
D8-9	유공충 석회암	200×180×160	4	· 활발한 생고란작용의 흔적, 현무암 혹은 실트 혹은 샌드 크기의 화산암 입자가 포함되어 있으며 망간산화물입자도 관찰됨
D8-10	유공충 석회암	58 cobble	45	
D8-11	부석	80×105×55	1.45	· 갈색 및 회색의 부석

Table 4-1-1. Continued.

D9 (Yap arc 지역 수심 2,676 ~ 2,223 m에서 채취된 시료)

시료 번호	암 석	부 피 (mm)	시료 무게 (Kg)	특	정
D9-1	회갈색의 각력암	1 boulder	8	· 싯트 및 샌드 크기의 기질속의 안산암 및 변질화산암 역	
D9-2					
D9-3	층리를 보이는 화산질 사암, 이암	2boulder 8cobble 5pebble	12.3	· 샌드에서 머드까지의 점이층리를 보이며 망간산화물이 산포되어 있고 스�멕타이트화되어 있음	
D9-4	안산암	200×200×150	5	· 다공질이며 균질하고 장석 반정을 포함하고 있는 신선한 회색의 안산암	
D9-5	현무암질 안산암(?)	7 cobble	12	· 회색 및 암회색의 다공질 안산암으로서 장석 반정이 있음	
D9-6	유리질 현무암	7 cobble 1 pebble	2	· 외부가 점토로 변질된 다공질이며 유리질의 현무암이며 장석 반정이 있고 불석의 역도 관찰됨	
D9-7	각력암	4 cobble 7 pebble	3.9	· 연녹색의 스�멕타이트 기질 속에 검은색이며 다공질이며 장석 반정을 포함한 유리질 현무암 채설물이 들어 있는 각력암	
D9-8	현무암(?)	150×100×80	1.1	· 깨진 틈 사이로 각력암이 충전된 갈색의 장석 반정의 현무암	
D9-9	각력암	155×150×45	0.68	· 스�멕타이트 및 불석 기질 속에 다양한 현무암 역이 들어 있는 각력암	
D9-10	하이알로클레스타이트 또는 유리질 현무암의 사암	90×100×50	0.32	· 검은색이며 1-5mm의 오렌지색 변질대를 갖고 있음	
D9-11	화산쇄설 사암	9 pebble	1.08	· 망간 및 철산화물과 미립의 화산쇄설물 기질	
D9-12	화산쇄설 싯트암, 이암	7cobble, boulder	0.71	· 연갈색이며 다양한 수준의 변질을 받았음. 수지상의 철-망간산화물도 관찰됨	
D9-13	이질 석회암	150×110×80	24	· 점토광물을 다량 포함한 갈색 석회암	
D9-14	석회암	150 pebble	4.6	· 생고관작용을 심하게 받은 석회암	
D9-15	부석	70 pebble	0.065	· 회색의 부석	
D9-16	다양한 암석조각	약 200 pebble	4	· 삼기된 다양한 암석의 조각들	

Table 4-1-2. Chemical compositions of volcanic rock samples dredged in Yap arc and Caroline area.

	Yap Arc								Caroline Ridge											
	HD5-4B	D5-9	D9-1G2	D9-1P1	D9-4	D9-5	D9-6-2	D9-8	D7-2B	D7-4	D7-5	D7-6A	D7-6B	D7-6C	D7-6D	D7-6E	D7-6F	D7-6G	D7-6H	D7-6I
SiO ₂	48.05	48.99	66.05	59.24	61.43	66.96	67.45	53.78	49.94	49.20	48.53	46.48	47.08	47.06	47.60	47.36	46.82	46.15	46.60	47.10
TiO ₂	0.22	0.54	0.53	0.63	0.56	0.49	0.52	0.69	1.33	1.46	1.94	3.14	3.05	2.67	2.07	2.01	3.09	3.21	3.23	2.01
Al ₂ O ₃	8.23	17.57	13.76	16.91	16.12	13.61	13.65	18.77	16.89	18.54	14.58	13.74	13.91	14.26	14.59	14.33	13.89	13.34	13.83	15.01
FeO	8.19	11.07	6.25	7.30	6.82	5.86	5.99	9.64	9.21	10.42	10.62	12.88	13.09	12.77	11.89	11.91	12.94	13.68	13.46	11.92
MnO	0.15	0.17	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.23	0.09	0.08	0.16	0.22	0.21	0.18	0.17	0.19	0.22	0.30	0.22	0.18
MgO	23.28	4.85	1.93	2.59	1.95	1.85	1.68	2.25	6.21	3.22	6.02	4.69	4.89	4.48	5.44	5.46	4.42	4.46	4.46	5.01
CaO	7.23	11.71	5.72	6.81	6.42	5.57	5.34	6.10	8.50	10.04	11.62	9.45	9.22	9.22	11.77	11.34	9.03	9.31	9.74	11.22
Na ₂ O	0.80	5.19	2.72	3.52	3.26	2.82	2.79	4.06	3.66	3.76	3.35	3.13	4.14	3.15	2.64	2.70	3.49	4.54	3.14	2.82
K ₂ O	0.25	0.56	0.59	0.68	0.98	0.81	0.93	1.83	0.56	0.48	0.41	0.45	0.42	0.54	0.41	0.52	0.52	0.70	0.50	0.37
P ₂ O ₅	0.05	0.56	0.15	0.20	0.24	0.20	0.13	0.27	0.17	0.17	0.36	0.58	0.43	0.61	0.46	0.37	0.52	0.79	0.69	0.64
LOI	8.20	1.21	2.32	2.13	3.33	1.35	3.82	8.19	4.88	2.69	2.05	2.33	2.89	2.92	1.60	2.04	2.17	2.95	4.24	1.52
Total	105	102	100	100	101	100	102	106	101	100	100	97	99	98	99	98	97	99	100	98

Table 4-1.2 (Continued).

	Yap Arc								Caroline Ridge											
	HD5-4B	D5-9	D9-1G2	D9-1P1	D9-4	D9-5	D9-6-2	D9-8	D7-2B	D7-4	D7-5	D7-6A	D7-6B	D7-6C	D7-6D	D7-6E	D7-6F	D7-6G	D7-6H	D7-6I
Sc	23.06	55.30	26.86	30.18	29.06	27.15	26.58	30.30	34.35	36.70	48.14	48.57	47.74	41.58	49.17	46.96	47.04	45.86	45.54	48.51
V	88.27	364.94	136.79	162.05	161.66	129.13	131.70	148.40	209.58	260.07	379.75	432.25	445.60	425.37	432.64	423.05	436.71	420.75	425.30	429.69
Cr	1651.76	17.35	6.72	1.55	5.26	5.30	5.76	10.21	127.31	154.76	120.53	34.65	32.78	41.31	113.04	110.73	24.71	26.30	27.59	125.93
Co	77.36	26.10	10.27	12.02	12.80	10.90	10.50	37.18	16.77	21.93	35.72	26.99	27.88	26.66	26.92	33.65	30.32	31.22	29.98	31.80
Ni	843.95	13.58	8.00	2.34	17.07	12.37	6.36	43.65	50.05	74.46	54.74	22.14	28.74	28.60	38.10	52.49	22.17	68.19	23.50	45.00
Cu	38.08	54.85	73.45	94.89	76.22	61.00	47.92	123.42	130.23	148.84	225.31	490.55	119.34	199.53	230.42	235.17	107.76	111.38	78.44	174.54
Zn	59.52	75.84	81.30	87.50	83.62	73.53	61.97	111.01	67.76	90.18	88.96	166.93	107.63	105.75	87.69	83.18	112.27	121.89	111.79	98.52
Rb	5.29	4.35	1.47	1.17	4.31	4.21	2.76	10.57	16.27	2.56	9.99	15.13	13.93	19.01	14.67	21.27	19.59	23.31	14.07	8.22
Sr	4.90	293.68	237.57	271.27	281.13	256.38	204.26	272.72	211.27	284.62	187.65	184.23	171.52	220.42	196.89	195.54	179.90	192.94	189.16	212.71
Y	19.14	48.82	35.33	41.55	33.82	34.50	29.14	37.35	34.65	33.92	43.94	79.57	67.74	65.74	47.68	47.34	72.91	78.65	74.73	56.45
Zr	12.23	25.08	49.32	60.75	56.20	50.36	52.86	60.74	72.73	79.00	111.24	210.16	206.50	205.55	119.46	120.85	217.77	207.88	200.15	130.42
Nb	0.10	0.51	1.81	1.74	1.86	1.50	1.99	2.09	4.86	5.60	8.77	11.02	11.70	15.11	9.13	9.20	11.60	12.10	11.97	10.77
Cd	3.82	5.52	2.96	3.23	3.34	2.90	2.85	4.39	4.28	5.04	5.45	5.16	5.32	5.18	4.57	4.69	5.21	7.23	6.96	6.46
Ba	21.73	39.35	110.58	141.17	165.92	128.90	137.65	112.31	52.87	64.01	56.82	61.37	59.36	71.50	59.45	59.44	66.44	69.42	65.76	70.29
Th	0.15	0.35	0.74	0.89	0.76	0.62	0.73	0.72	0.46	0.49	0.81	1.26	1.13	1.24	0.81	0.79	1.43	1.32	1.24	0.95

Table 4-1-2 (continued).

	Yap Arc								Caroline Ridge											
	HD5-4B	D5-9	D9-1G2	D9-1P1	D9-4	D9-5	D9-6-2	D9-8	D7-2B	D7-4	D7-5	D7-6A	D7-6B	D7-6C	D7-6D	D7-6E	D7-6F	D7-6G	D7-6H	D7-6I
La	1.07	11.79	7.46	12.49	6.50	5.58	5.51	6.61	5.32	5.50	9.14	19.13	13.77	16.85	10.10	10.42	14.88	16.15	15.30	12.98
Ce	1.86	6.37	12.85	13.61	13.73	11.01	12.89	13.13	12.34	12.66	21.37	40.35	36.36	40.53	22.63	22.52	36.76	37.84	36.02	25.16
Pr	0.62	3.20	2.61	3.92	2.40	2.09	2.12	2.54	1.99	2.03	3.11	6.21	5.24	5.69	3.38	3.56	5.46	5.64	5.42	3.88
Nd	2.07	15.01	12.20	18.25	11.26	9.56	9.85	11.60	9.75	10.00	15.59	30.86	26.01	26.83	16.69	16.23	27.62	27.96	26.19	18.76
Sm	1.32	4.07	3.96	5.53	3.67	3.26	3.31	3.67	3.20	3.23	4.93	9.74	8.26	8.09	5.50	5.05	8.15	8.61	8.20	5.60
Eu	0.35	2.02	1.55	2.07	1.44	1.32	1.23	1.28	1.55	1.58	2.27	4.90	3.94	3.87	2.60	2.11	3.49	4.08	3.67	2.77
Gd	0.96	4.75	3.97	5.24	3.71	3.26	3.12	3.72	3.53	3.95	5.41	9.95	8.97	8.94	5.90	5.88	9.72	10.03	9.50	6.76
Tb	0.20	0.80	0.74	0.93	0.71	0.64	0.63	0.74	0.68	0.73	1.07	1.95	1.72	1.69	1.16	1.07	1.85	1.88	1.85	1.28
Dy	1.44	4.69	4.40	5.25	3.86	3.75	3.53	4.30	4.15	4.25	6.20	11.31	9.97	9.33	6.65	6.56	11.03	10.90	10.96	7.10
Ho	0.29	1.19	1.03	1.18	0.98	0.86	0.89	0.99	0.94	0.96	1.24	2.46	2.19	2.15	1.42	1.44	2.37	2.47	2.42	1.64
Er	0.70	3.63	3.18	3.19	2.66	2.62	2.52	3.09	2.83	2.83	3.84	8.25	7.00	6.26	4.43	4.35	7.18	7.46	7.73	4.91
Tm	0.14	0.48	0.46	0.43	0.39	0.40	0.39	0.46	0.34	0.33	0.53	1.04	0.94	0.87	0.59	0.57	1.02	1.00	1.13	0.70
Yb	0.67	3.18	3.12	2.82	2.60	2.66	2.49	3.15	2.41	2.79	3.62	7.26	6.18	5.88	4.18	3.76	7.01	7.07	7.07	4.74
Lu	0.13	0.62	0.56	0.50	0.43	0.48	0.48	0.56	0.41	0.42	0.60	1.22	1.05	0.95	0.66	0.64	1.14	1.15	1.14	0.78
S(%)	0.08	0.16	0.08	0.10	0.09	0.09	0.07	0.11	0.10	0.13	0.14	0.13	0.12	0.12	0.15	0.14	0.12	0.13	0.13	0.15

(A)



D5-2



(B)



D5-4



(C)



KODAK SAFETY FILM



1.5

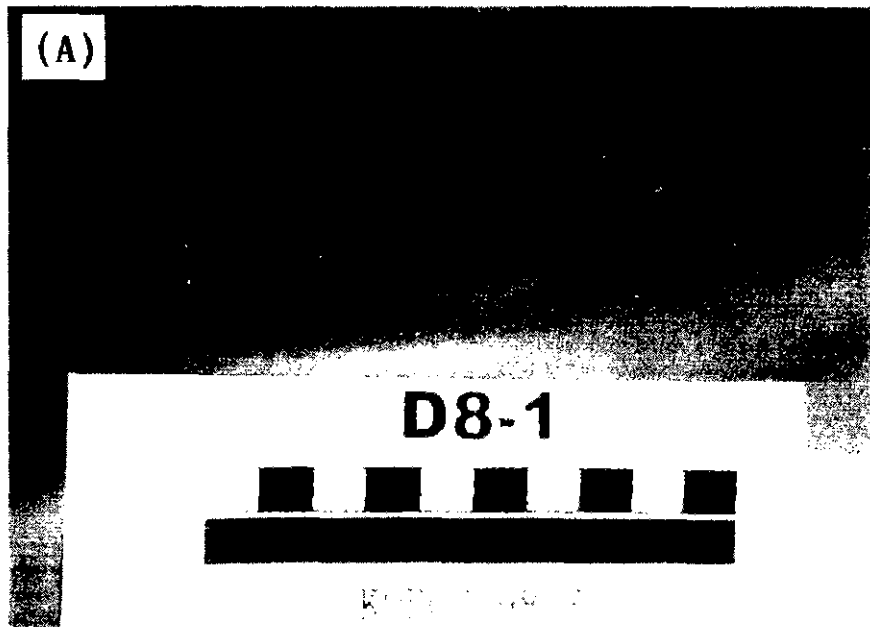
(D)



D7-2



Fig. 4-1-1 Photographs of selective rock samples dredged from Yap arc. D5-2: Breccia with volcaniclastic sandstone infilled clay matrix. D5-4: Hydrothermally altered ultramafic rock, D5-6: Calcite cemented sandstone/carbonate hydrofracture vein breccia, D7-2: Pillow basalt with chilled margin (in caroline area)



(B)



(C)



(D)

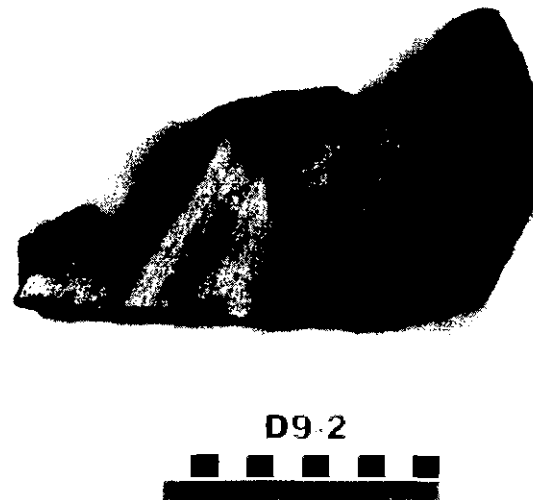


Fig. 4-1-1 continued. D8-1: Manganiferous sandstone / stratabound hydrothermal manganese oxide, D8-2: Basalt/Breccia
D9-1: Gray-brown breccia, D9-2: tuffaceous bedded sandstone-siltstone-mudstone

(A)



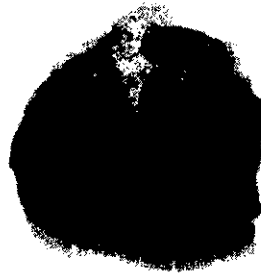
D9-4

(B)



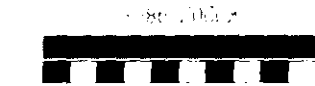
D9-6

(C)



D9-8

(D)



D9-13

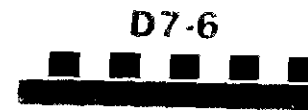
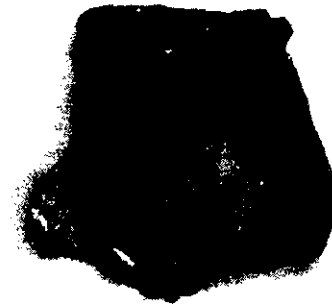
Fig. 4-1-J continued.

D9-4 : Andesite, D9-6 : glassy basalt, D9-8 : basalt, D9-13 : muddy limestone

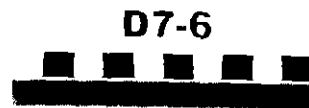
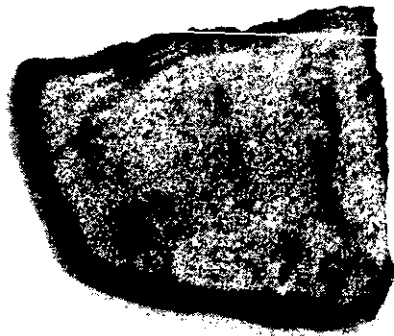
(A)



(B)



(C)



(D)



Fig. 4-1-2 Photographs of selective rock samples dredged from Caroline area. D7-4 : Brown phillow basalt with wedge shape. D7-6 : Vesicular basalt, D7-11 : Breccia.

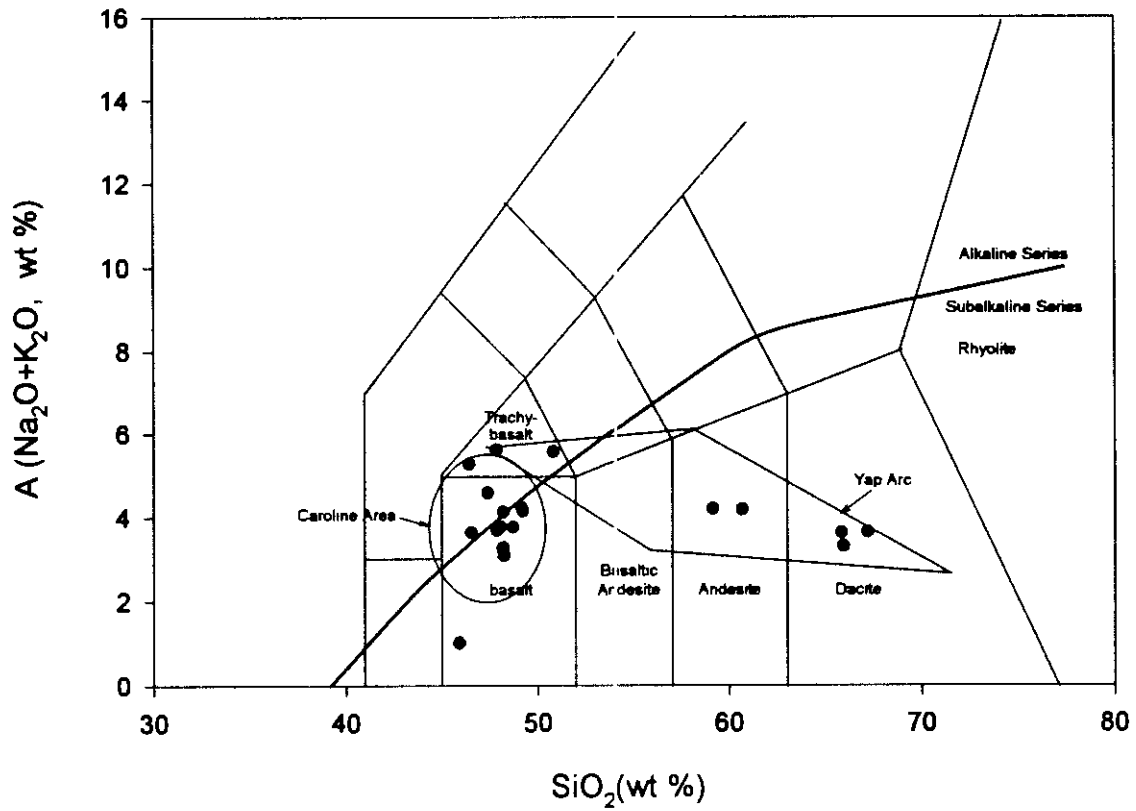


Fig. 4-1-3 The chemical classification and nomenclature of volcanic rocks dredged from Yap arc and Caroline area using the total alkalis versus silica diagram (TAS, after Le Maitre *et al.*, 1989) Dividing curve between alkaline and subalkaline on this diagram from Irvine and Baragar (1971).

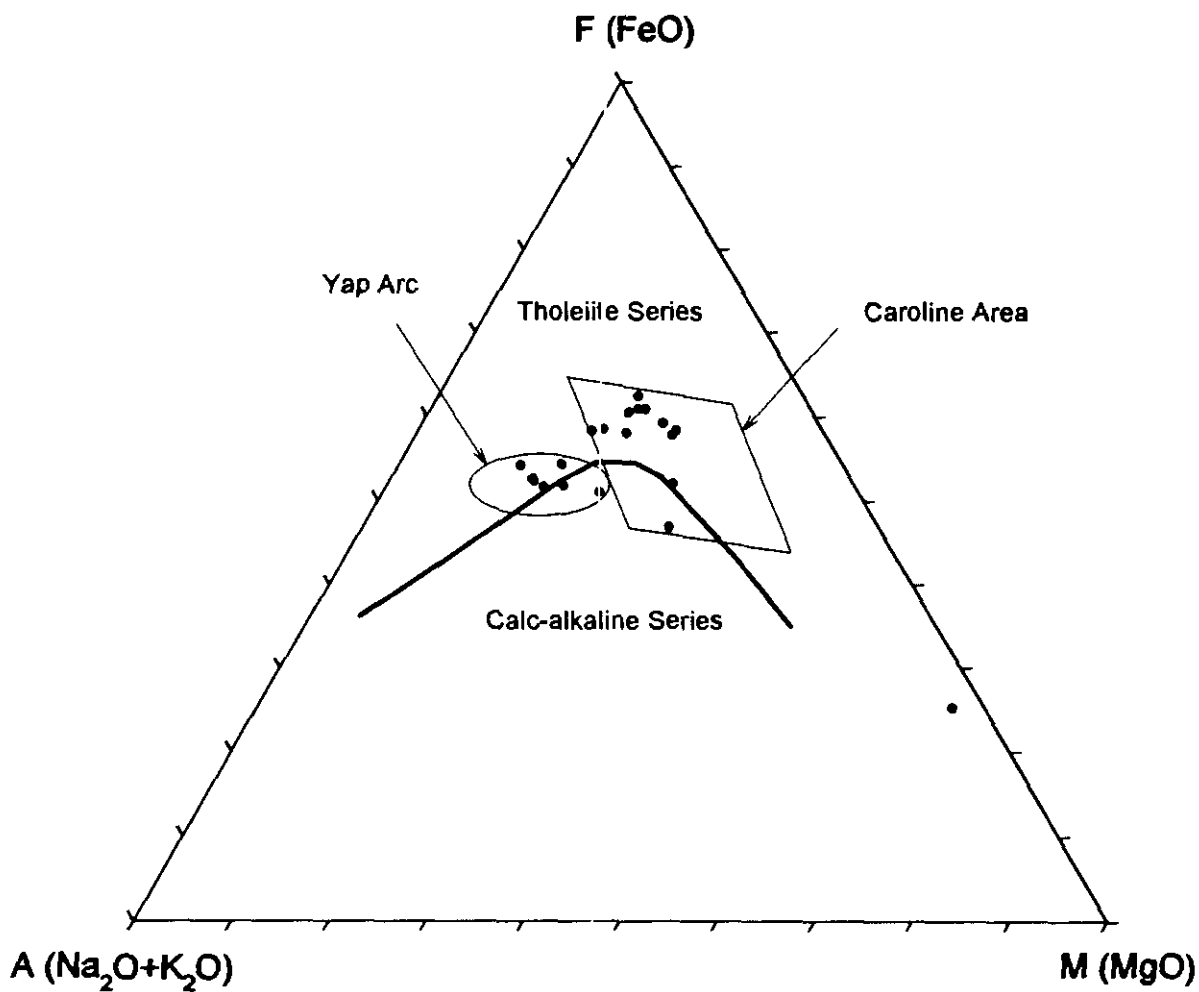


Fig. 4-1-4 AFM (Alkali, FeO, MgO) diagram for volcanic rock samples of Yap arc and Caroline area to subdivide into tholeiitic series and calc-alkalic series (dividing curve from Irvine and Baragar, 1971).

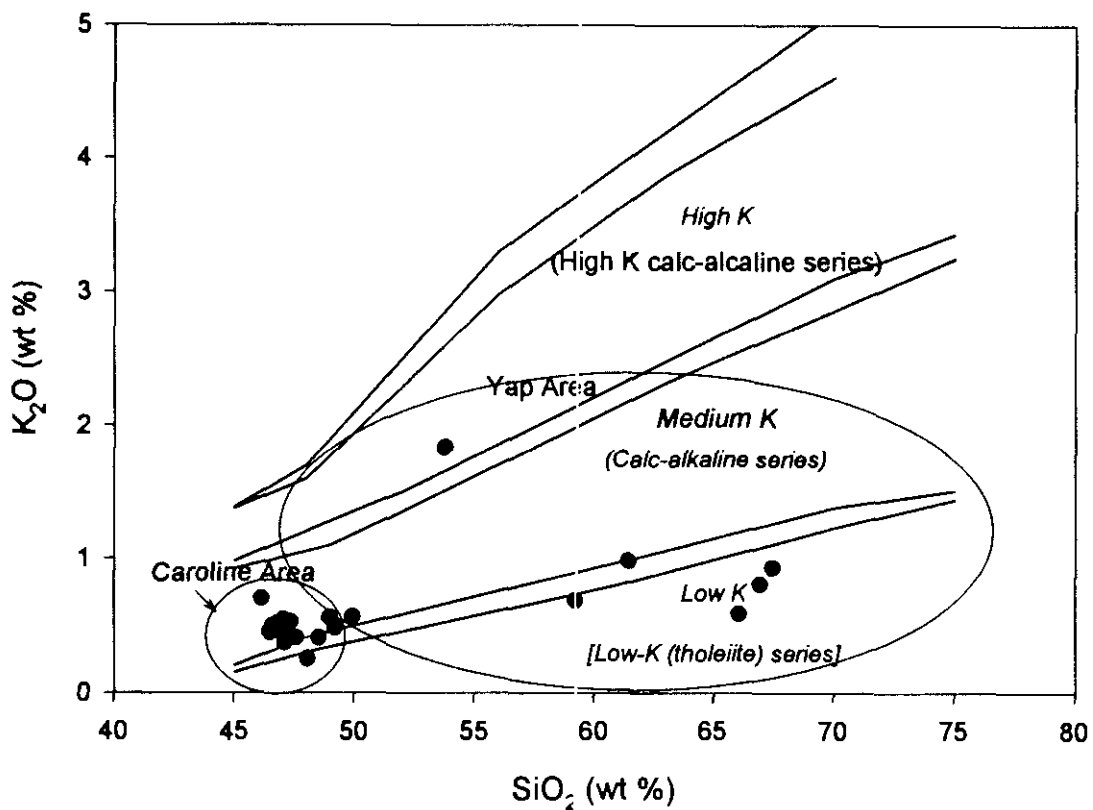


Fig. 4-1-5. The subdivisions of Yap arc and Caroline area volcanic rock samples using K₂O versus SiO₂ diagram (dividing line from Rickwood, 1989).

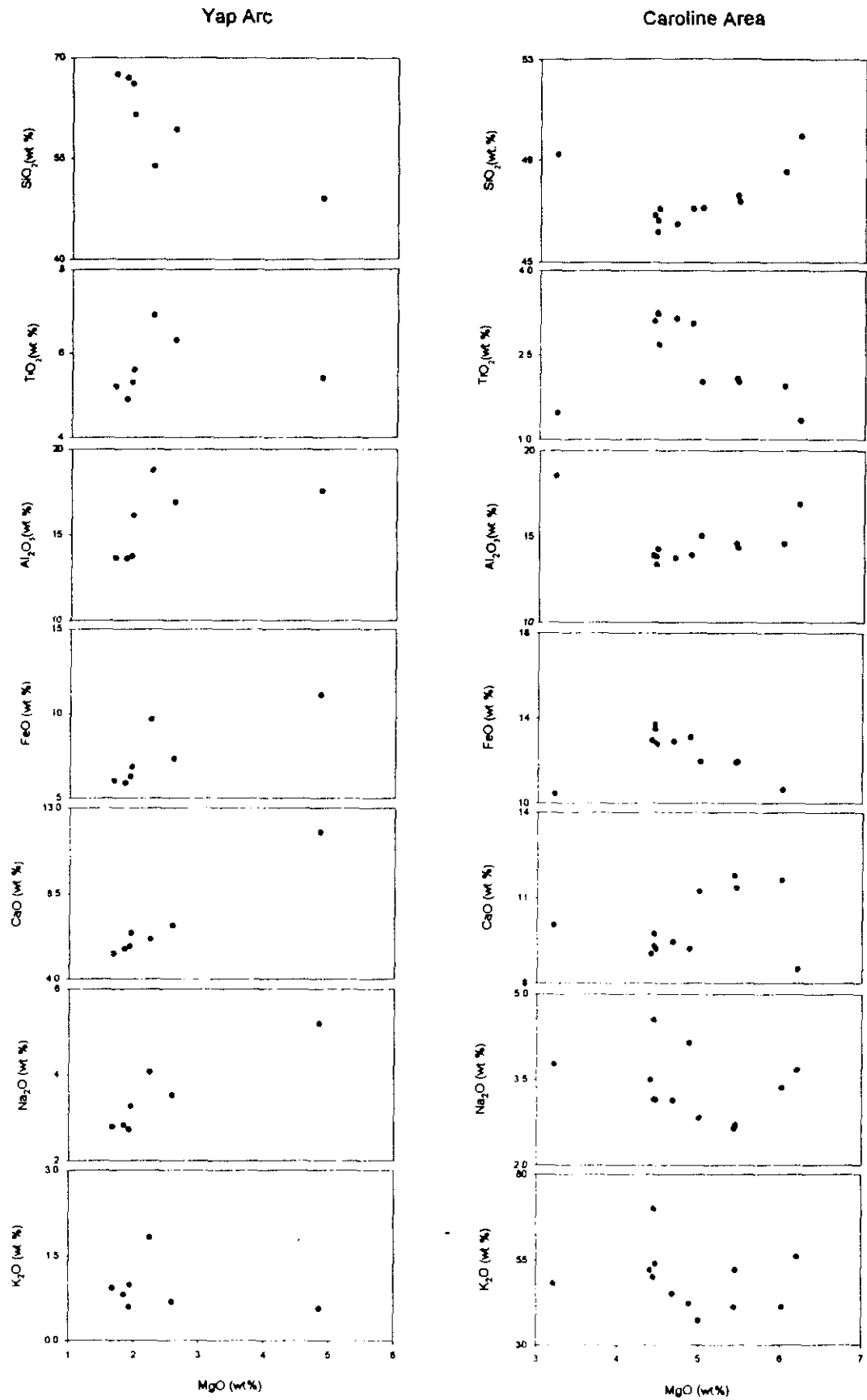


Fig. 4-1-6 Variation diagram of seven major oxides against MgO for volcanic rock of Yap arc and Caroline area.

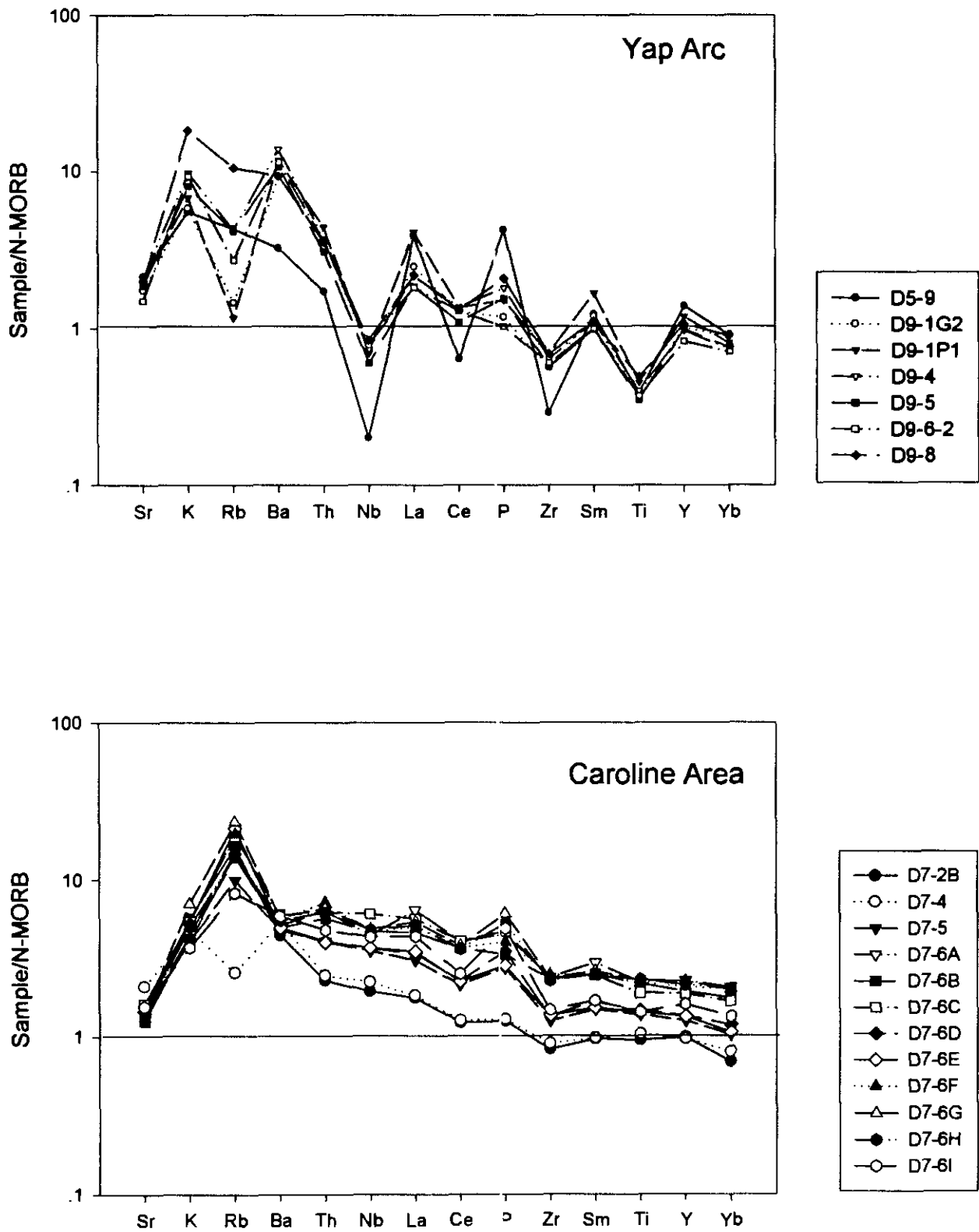


Fig. 4-1-7 The spider diagram of selected 'incompatible elements' normalized by N-MORB for volcanic rock samples of Yap arc and Caroline area.

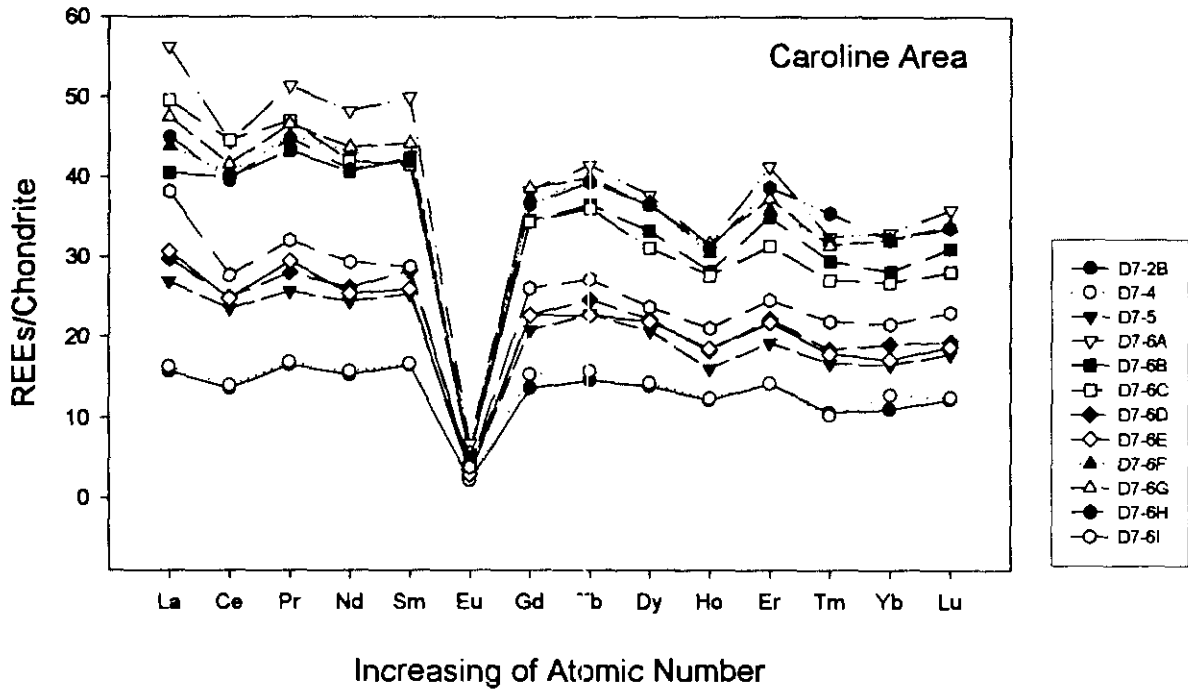
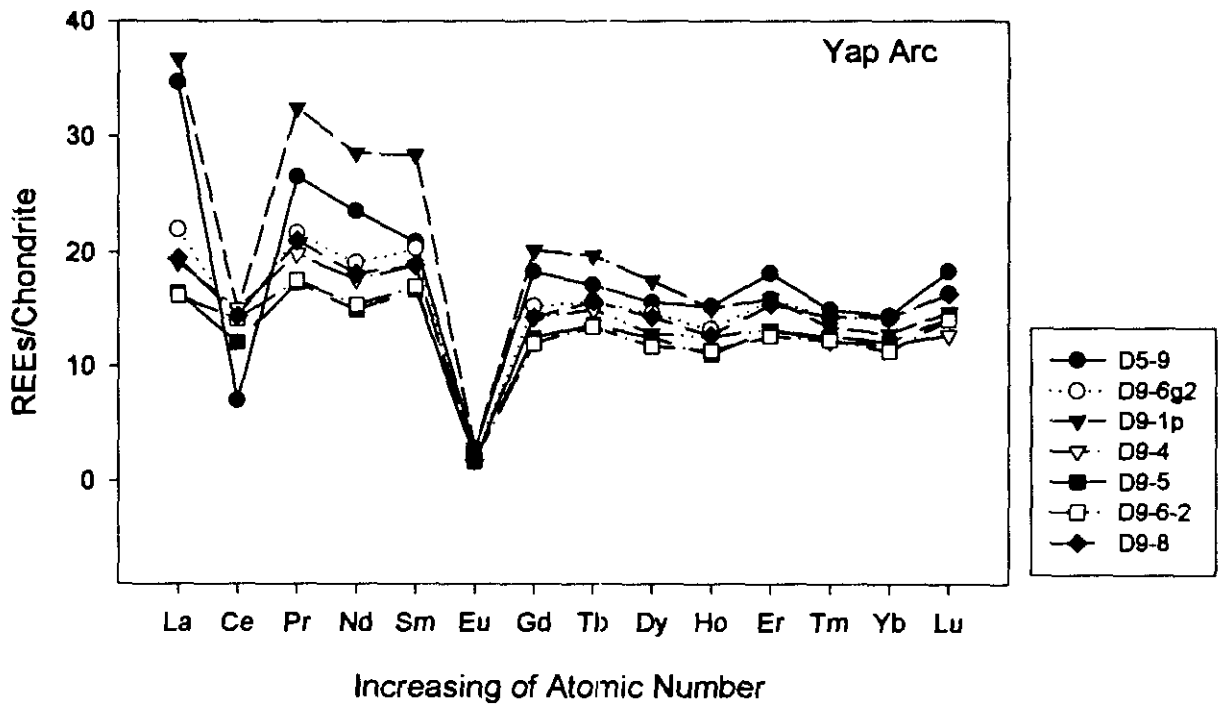


Fig. 4 1-8 Chondrite nomalized REEs patterns for volcanic rocks of Yap arc and Caroline area.

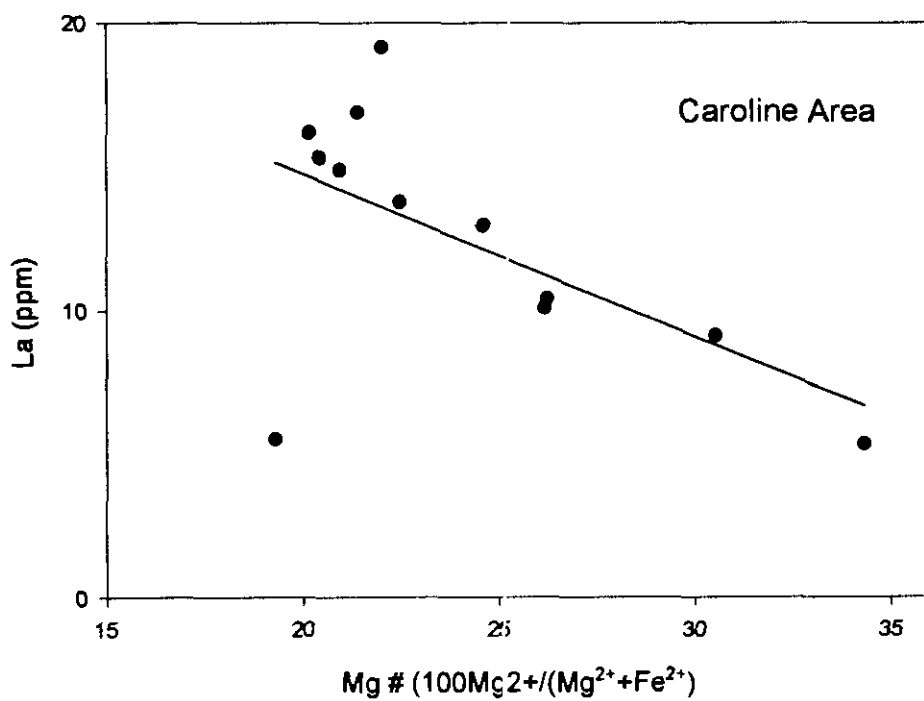
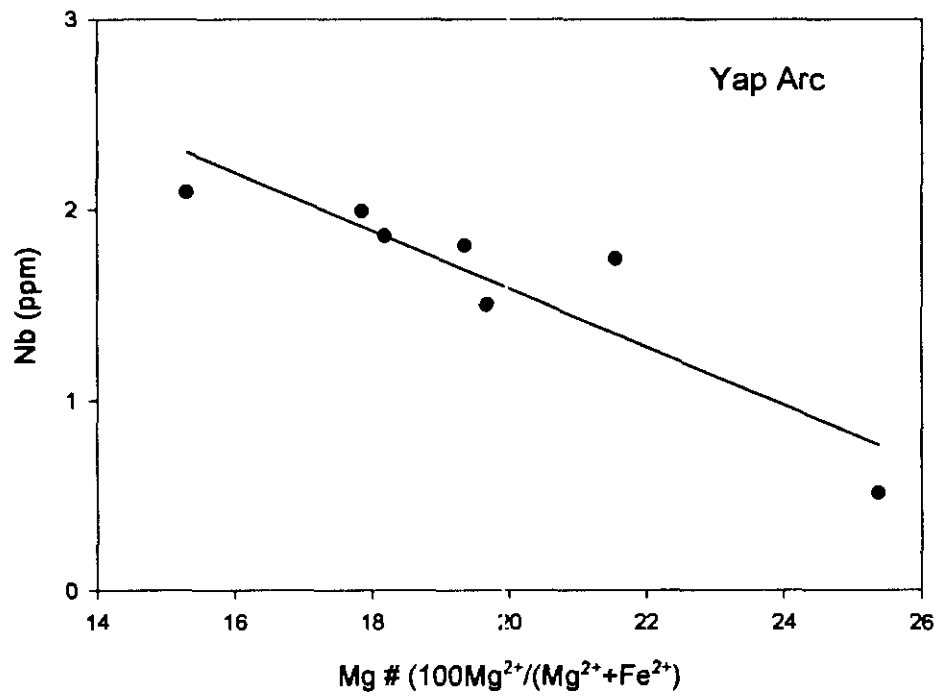


Fig. 4-1-9 Variation diagram of Nb(Yap Arc) and La(Caroline area) against Magnesium Number for volcanic rock of Yap arc and Caroline area.

Fig. 4-2-1에 나타내었다.

퇴적물 채취는 다중 주상 시프 채취기 (multiple corer, MC)와 피스톨식 주상시프 채취기 (piston corer, PC)를 이용했다. MC에 의한 시프 채취는 압 배호 분지에서 2회 실시했는데 2회 모두 표층 약 10 cm 내외의 얇은 탄산질 연니 층만이 채취되었다. PC는 압 배호분지에서 1회 (이하 PC 3) 압 견호분지 망향인 압해구 캐롤라인 섭입지판 위에서 1회 (이하 PC 4) 채취하였다. 획득된 퇴적물의 주상도는

2. 퇴적물 특성

동해시도 연수 작용의 존재 여부를 유추 하고자 하였다. (Nath et al., 1998). 따라서 이 지역 암석을 피복하고 있는 망간각의 분석을 화학조성을 보이며 망간각의 연구를 통해 연수 작용의 존재여부를 판단할 수 퇴적물을 채취하였다. 한편, 망간각은 기원에 따라 특징적인 성장속도와 1998년도 연수탐사에서는 암지역의 화산활동과 연수작용의 역사를 규명하기 위해 관련된 마그마 진화의 역사도 규명할 수 있다 (Cift, 1995). 이러한 배경하에 성분률 추론할 수 있고, 나아가 화석에 의한 시대연구와 결합하여 화산활동과 1995). 그리고 퇴적물의 지화학적 연구를 통해 이 화산활동을 지배했던 마그마 이러한 화학연구를 통해 화산활동이 일어났던 시기를 유추할 수 있다 (Cift, 주상 퇴적물 시프는 화산활동의 흔적을 잘 보존하고 있으리라 기대되고, 따라서 연수지역 퇴적물, 특히 배호 및 배호단지 (fore arc and back arc)에서 채취된 고환경을 유추할 수 있고, 이를 바탕으로 미화석이 퇴적된 시기도 추정할 수 있다. 변화에 민감하게 반응하기 때문에 퇴적물 속의 미화석 연구를 통해 그들이 살았던 해저 퇴적물은 많은 부분이 생물기원의 물질로 구성되어 있다. 생물들은 환경

1. 서론

제 2 절 퇴적물 특성

가. 압 배호분지 (Fig. 4-2-1A)

압-캐롤라인 호상열도-해구 지역 (Yap arc-trench system)의 배호분지에서 채취된 KODOS 98-3 PC 3의 퇴적물은 전체적으로 옅은 갈색 (brown color)의 유공층 (foram)과 극소연니 (nanno ooze)로 구성되어 있다. 주상시료 길이는 약 220 cm이고, 채취된 퇴적층은 크게 12개의 저탁류 (turbidite)층으로 구분된다.

표층은 교란되어 있으며 퇴적물 상부에서 하부로 내려가면서 유공층 (foram)과 극소연니 (nanno ooze)가 혼합된 2 cm 정도의 얇은 층, 옅은 베이지 색상의 모래크기의 유공층 (foram sand) 층 (10 cm), 갈색의 유공층과 극소연니의 혼합층 (14 cm)이 차례로 발달되어 있다. 유공층과 극소연니의 혼합층 하부에는 약 30 cm 정도의 두께를 가지고 흰색, 갈색, 노란색, 회색의 다양한 색상을 보이는 모래크기의 유공층 (foram sand)으로 구성된 층이 호층 (multicolored foram sand layer)을 이루면서 발달되어 있다. 호층의 하부에는 약 10 cm 정도 두께로 회갈색의 유공층 그리고 극소연니의 혼합층에서 하부로 갈수록 갈색의 foram sand로 변화되는 두 가지 층이 놓여있는데, 이는 상부층과 불규칙한 접촉면을 이룬다. 접촉면의 하부로 갈색의 foram sand와 foram-nannooze의 호층이 약 20 cm 발달되어 있고, 그 아래로 약 55 cm의 두께를 가지는 foram-nannooze 층이 있는데, 층의 중간에 4 cm 정도의 두께를 가진 옅은 색의 foram sand 층이 위치한다. 12 cm 두께의 갈색 foram sand 층이 그 하부에 놓여있으며, 흰색의 유공층 (foram)과 극소연니 (nanno ooze)의 혼합층이 갈색의 foram sand 층에 불규칙하게 위치한다. 하부 약 170-175 cm 사이에는 흰색의 유공층과 극소연니의 혼합층이 발달되어 있고, 최하부는 약 30 cm 두께를 가지는 갈색을 띤 foram sand 층으로 구성되어 있다.

나. 캐롤라인 지역 (압 전호분지 방향, Fig. 4-2-1B)

KODOS 98-3 PC 4는 전호분지 방향인 해구의 섭입 지판에서 채취되었다. 퇴적물은 주로 규질연니 (Siliceous ooze)로 구성되어 있고 채취된 코어시료의

길이는 약 390 cm이다. 표층부터 하부 8 cm까지는 적점으로 이루어져 있고, 약 19 cm 두께의 베이지색 규질 연니층이 그 하부에 존재한다. 이 규질연니층에는 반점상 적색점토들이 혼입되어 있다. 퇴적물 하부로 가면서 약 1 cm 정도의 얇은 녹색 규질연니층이 베이지색 규질연니의 상·하부에 놓여 있다. 하부에 약 37 cm 두께의 베이지~갈색의 규질연니층이 존재하는데, 그 사이에 약 5 cm 정도의 두께를 가진 틈 (gap)이 있다. 하부로 약 5 cm 두께의 갈색의 규산질 연니층이 상부 퇴적층과 아치형을 이루며 접해있으며, 그 밑에 약 1 cm 두께의 얇은 흑갈색 연니층이 존재한다. 흑갈색 연니층 하부에는 약 12 cm 정도의 회색과 흰색의 규질연니가 호층을 이루어 발달되어 있고, 베이지 색의 규질 연니층이 그 하부에 놓여있다. 비교적 고화된 이 규질연니층 하부 약 100~273 cm 깊이에는 주로 흰색과 회갈색의 규질연니층이 호층을 이루며 연속적으로 발달되어 있고, 약 110 cm, 213 cm, 223 cm깊이에 베이지색의 규질연니가, 약 180 cm, 263 cm깊이에 오렌지 빛 규질 연니층이 얇게 혼입되어 있다.

약 100~268 cm까지 오른쪽 부분에 회갈색의 짙은 규질연니층이 수직으로 발달되어 있다. 약 273 cm부터 최하부 까지는 흑회색과 회색의 규질연니층이 연속적인 호층을 이루면서 발달되어 있는데, 약 287 cm, 307 cm, 345 cm깊이에 연회색의 규질연니가 혼입되어 있고, 330 cm과 340 cm 깊이에는 녹색빛의 규질연니층이 존재한다. 흑회색층은 회색 규질연니층에 비해 고화되어 있다.

약 280 cm과 330 cm 깊이에 1 cm 정도의 두께를 가지는 얇은 흑색층이 존재하는데, 이는 화산활동의 결과로 보인다. PC 4에는 하부에 9가지의 층리를 갖는 흑회색 층이 존재한다.

3. 미고생물 특성 (PC 4)

미화석을 이용하여 압해구지역 퇴적물의 연령 및 퇴적환경을 유추하기 위해 PC 4 코어에서 방산층 분석을 실시하였다. 방산층 추출은 Sanfilippo *et al.* (1985)의 방법을 따랐다. 압해구지역 피스톤 코어 퇴적물은 선상에서 육안관찰시 전 코어가 규질 퇴적물로 관찰되었고, 수심도 5,000 m 이상이어서 방산층이 풍부하게

산출되리라 예상되었으나, 규조가 퇴적물의 대부분을 차지하였다. 특히 크기가 아주 큰 (직경 700-1,000 μm) centric type의 규조중 한 종 (Fig. 4-2-3, No. 7-8)이 우점종을 형성하고 있어 압해구지역은 특정 규조종이 살기에 적합한 독특한 환경이라 추측되지만, 본 연구에서는 규조의 동정은 실시하지 않았다.

방산충은 소량 산출되었다. 육안으로 관찰되는 퇴적물의 다양한 색상변화와는 무관하게 퇴적물의 상부부터 하부까지 종조성의 변화없이 일정한 산출양상을 보였다. 산출종들은 양적으로 풍부하지 않지만 종다양성 (diversity)은 높고, 종군집은 저위도 태평양 퇴적물의 그것과 유사했다. 이는 압해구지역 수괴에 서식하는 방산충의 수가 적기는 하지만, 이 지역이 방산충 중 특정 종에 영향을 미치는 환경은 아님을 의미한다. 산출되는 방산충 종들은 Table 4-2-1과 Figs. 4-2-3, 4-2-3에 나타냈다.

방산충 종들은 대부분 제 4 기의 연령을 반영하는 종들이며 온난수괴에 서식하는 종들로 보존상태는 양호한 편이다. 방산충 생층서에 의하면, 제 4 기는 5개의 생분대로 나누어진다 (Johnson *et al.*, 1989). *Collospharea invaginata*는 제 4 기의 최상부를 대표하는 표준화석이며 그들의 최초출현은 약 0.21 Ma (Nigrini, 1971; Johnson and Knoll, 1975)로 보고되고 있다. 본 연구지역에서는 *C. invaginata*가 퇴적물 표층부터 최하부인 340 cm까지 일관되게 관찰됨으로 판단할 때 본 연구지역의 코어 퇴적물은 *C. invaginata* Zone에 속하는 퇴적층으로 0.21 Ma 이후부터 최근동안에 퇴적된 젊은 퇴적층이다. 따라서 280~331 cm의 깊이에서 관찰되는 흑회색의 층이 화산활동의 영향을 받은 층이라면 이러한 화산활동은 21만년전 이후 최근의 사건임을 의미한다.

*C. invaginata*는 골격이 용해에 약해서 퇴적물 내에서 쉽게 관찰되지 않는다. 그러나 연구지역 주상퇴적물에서는 최하부에서도 보존상태가 양호한데, 이는 연구지역이 규질성분 퇴적물의 공급이 아주 높은 지역임을 지시한다. 한편, 표층 0~8 cm, 90~95 cm 그리고 200~205 cm 깊이에서 제 3 기종이 각 한 종씩 관찰되었다 (Table 4-2-1). 이들은 올리고세에서 마이오세 초기의 연령을 지시하는 종들로, 연구지역 주변의 제 3 기 퇴적층에서 유입된 것으로 추정되며, 이에 근거할 때 본 연구지역의 퇴적환경은 저층해류의 영향을 받고있는 것으로 생각된다.

4. 광물 및 지화학적 특성 (PC 4)

가. 분석 방법

과거 압호상열도의 화산활동에 대한 지화학적 증거를 찾기 위해 규질 연니로 구성되어 있는 PC 4에 대해 광물 및 화학 분석을 실시하였다. 광물 분석은 X-선 회절 분석을 이용했으며 화학 분석은 ICF-AES (Otima 3300DV, Perkin Elmer Co.)를 이용했다. X-선 회절 분석용 시료는 유리 슬라이드 위에 퇴적물 시료를 얇게 도포하여 제작하였다. 분석은 흑연 단색화장치가 부착된 MXP 18A RINT -2500 X선 회절 분석기 (LTD Japan, MacScience Co.)를 이용하여 가속전압 및 전류 40KV/30mA, 발산슬릿 1 mm, 산란슬릿 1 mm, 수광슬릿 0.15 mm로 2~35° 구간에 대하여 1분당 3° 의 속도로 측정하였다.

화학 분석을 위해 현장에서 채취되어 50 ml 폴리에틸렌 병에 담긴 퇴적물을 냉동 건조기에 넣고 건조시킨 후 마노유발 (agate mortar)에서 완전히 분말화 하였다. 이 분말화된 퇴적물 시료를 90 °C 이하에서 12 시간 건조시킨 다음 약 0.5g 씩 평량하여 가압용 테프론 용기에 넣고 불산 (HF), 질산 (HNO₃), 아염소산 (HClO₄) 원액을 각각 4 ml, 6 ml, 3 ml 가한 후 완전히 밀폐시키고 후드 내에 설치된 가열판 위에서 175 °C 이하의 온도로 약 12시간 이상 가열하여 시료를 완전히 용해시켰다. 시료들이 완전히 용해되었음을 확인 한 후 다시 뚜껑을 열고 산들이 완전히 증발할 때까지 가열판 위에서 반응 시켰다. 반응이 끝난 퇴적물은 0.1 N HNO₃로 20분 이상 용출 시켜 30 ml 용기에 옮겨 담았고 최종량을 30 g이 되도록 맞추었다. 그리고 원소에 따라 이 용액을 적절히 희석하여 분석하였다.

나. 결 과

연구지역 퇴적물 중 규질연니의 함량이 높는데, 이로인해 광물·화학적 원소에 대한 희석효과 때문에 예상했던 결과들을 얻을 수 없었다. 규질 연니는 대부분 오팔 즉 SiO₂ 성분으로 구성되어 있으며, 그 외 다른 원소들의 함량은 매우 낮다.

즉 규질 연니가 많은 부분을 차지하고 있는 퇴적물들은 이 규질 물질의 희석 효과 때문에 보존되어 있는 여러 기록들이 희미해진다. 따라서 전체 시료에 대한 총합량 분석 결과에는 희미해진 기록이 잘 나타나지 않을 가능성이 크다.

육안관찰에서 다양한 양상을 보였던 주상 시료는 XRD 분석 결과에서는 큰 변화를 보이지 않았다. 표층의 적점토 부분에서는 석영, K-장석, 사장석, 앵피볼, 스�멕타이트, 일라이트 등의 광물이 존재하며 하부로 내려갈수록 주로 석영과 K-장석들만이 동정되었다. 규질연니의 높은 함량 때문에 미량의 광물들과 결정도가 좋지 않은 광물들은 동정되지 않은 것으로 판단된다.

화학분석 결과 역시 색상의 변화를 설명할 수 있는 원소의 변화를 보여주지 않았다 (Table 4-2-2, Fig. 4-2-4). 특히 육안 관찰시 화산활동의 징후를 보존하고 있는 것으로 보였던 280~331 cm의 흑회색 퇴적층 구간에서는 Mn 등의 원소함량이 오히려 감소하는 경향을 보였다 (Fig. 4-2-4).

다양한 원소들의 상관관계를 파악하기 위해 상관관계수 표 (correlation matrix)를 구했다 (Table 4-2-3). Al, K, Ti, Fe 등의 원소, Mn, Co 등의 원소, Ca, Sr 등의 원소 군이 상관관계가 높은 것으로 나타난다 (Table 4-2-3). 피스톤 코어에서 나타나는 색상 변화가 주로 열수작용이나 화산재 등에 의해 나타났을 가능성이 높기 때문에 색상의 변화를 지배하는 지화학적 요인을 찾기 위해 R-형 요인분석 (R-mode factor analysis)를 실시하였다 (Table 4-2-4). 요인분석 결과 총분산의 92%를 설명하는 4개의 요인(factor)이 추출되었다. 요인 1 (factor 1)은 총분산의 73%를 설명하며 Al, K, Ti, Fe, Mg, P, Li, Cr, Sc, V, Ni, Ce, Sm 등의 원소가 높은 부하치를 가진다. 이 요인은 규산염 광물에 의한 것으로 해석된다. 요인 2 (factor 2)는 총분산의 10%를 설명하며 Ca, Sr, La 등의 원소가 높은 부하치를 갖는다. 이 요인은 탄산염을 가리키는 요인으로 해석된다. 요인 3 (factor 3)은 총분산 중 6%를 설명하며 Mn, Co, Cu 등의 원소가 이 요인에 속한다. 이 요인은 망간산화물로 해석된다. 요인 4는 총분산의 3%를 설명하며 S와 Na가 높은 부하치를 갖는다. 이 요인은 해수 기원의 염(salt)들에 의한 것으로 해석된다 (Table 4-2-4).

색상을 규정하는 요인을 찾기 위해 요인 분석 결과 얻어진 시료별 요인 점수 (

factor score)를 깊이와 색상에 따라 도시해 보았다. 그러나 육안으로 같은 색상으로 분류된 시료들의 경우에도 요인 점수의 분포는 달랐으며, 원소 분석에 의해 파악된 요인으로는 색상 변화를 설명할 수 없었다. 보다 자세한 검토가 필요하겠지만 색상이 무기원소가 아닌 유기물에 의해 규정되고 있을 가능성과 오팔에 의한 희석 효과에 의한 원소 분포의 왜곡 가능성에 대해 고찰해 보아야 한다. 오팔에 의한 희석 효과를 보정하기 위해서는 화학적 추출법 (chemical leaching)에 의해 오팔을 제거한 후 분석하는 과정이 필요할 것으로 생각된다. 그리고 이러한 화학적 추출법 외에 EPMA (electron microprobe)나 근래에 들어 첨단 분석 장비로 각광을 받고 있는 Ion probe를 이용해 분석하고자 하는 입자만을 분석하는 방법도 고려되어야 한다 (Lee *et al.* 1995, Clift and Lee, 1998).

결론적으로 색상 변화를 지배하는 요인을 무기원소 분석을 통해서만 찾지 못했으며 보다 진전된 분석 방법을 도입해야 할 것으로 사료된다.

5. 망간각 특성

탐사 지역 암석을 피복하고 있는 망간각의 두께는 최저 1 mm에서 최대 15 mm의 범위를 보이며 비교적 얇은 편이다. 이 지역 망간각의 특성과 기원을 이해하기 위해 비교적 두껍게 피복한 망간각 (15 mm 이상)을 선택하여 26개의 원소 (Mn, Fe, Na, Mg, Al, Ti, Ca, P, Sr, K, Ba, S, Co, Ni, Cu, Zn, Cr, Y, Sb, V, Pb, Zr, Mo, Cd, Sc, Rb)에 대한 화학분석을 실시하였다. 분석은 위에 기술된 퇴적물과 유사한 방법을 사용했다. 고체인 망간각을 마노유말에서 분말화 했으며 이 분말화된 시료를 혼합산에 용해 시키는 과정에서 퇴적물에서 사용했던 질산 대신 염산을 사용하였다. 분석 결과는 Table 4-2-5에 정리되어 있다.

Mn의 함량은 12.11~17.51 %, Fe의 함량은 14.48~16.73 %의 범위를 보이며 Fe/Mn의 평균비는 1.16 정도이다 (Table 4-2-5). 이는 이 지역의 망간각들이 주로 수성기원임을 지시하는 것으로 판단된다. 이 지역 망간각의 성장속도를 알아보기 위해 Puteanus와 Halbach (1988)의 코발트 연대 측정법 (Cobalt chronography)을 이용하여 망간각의 성장속도 (growth rate)를 계산해 보았다. 이 방법은 망간각이

일정한 속도로, 결충(hiatus) 없이 성장한 것으로 전제하고 있기 때문에 이 방법을 통해서 얻어지는 성장속도 (growth rate)는 실제보다 크게 계산될 수 있으며, 따라서 계산된 연령은 최소 연령이다. 한편, ^{10}Be 등 방사선 동위원소 분석에는 여러 가지 현실적 어려움이 있기 때문에 이 방법을 통해 망간각의 성장 속도와 연령에 대한 개괄적인 정보를 얻고자 하였다. 계산 결과 연구지역 망간각의 성장속도는 2.51~3.12 mm/Ma이고, 연령은 최소 1.45~5.33 Ma 정도이다. (Table 4-2-5). 이 값은 마살열도 지역의 수성기원 망간각의 성장속도에 비해 빠른 값이며, 따라서 이 지역의 망간각은 수성기원 외 다른 기원 금속의 유입을 유입을 고려해야 할 것으로 생각된다.

망간각은 수성기원 (hydrogenetic), 열수기원 (hydrothermal), 속성기원 (diagenetic) 또는 이것들이 혼합되어진 것으로 크게 구분할 수 있다 (Ingram *et al*, 1990; Hein *et al*, 1991). 특히 열수기원의 망간각은 수성기원의 망간각과 다른 조성과 조직을 보이며, 열수용액 (Hydrothermal fluid)에서의 빠른 Mn 유동 (flux)에 기인, 수성 기원망간각에 비해 빠른 성장속도를 보인다 (Hein *et al*, 1992a; Usui *et al*, 1993). 즉 이 지역 망간각에서 관찰되는 빠른 성장 속도는 열수에 의한 영향일 가능성도 있는 것으로 사료된다.

6. 토 의

주상시료에 대한 육안 관찰 결과 화산활동의 징후로 보이는 흑회색 층들이 관찰된다. 그리고 미고생물 연구에 의하면 피스톤 코어 시료는 현생퇴적물로 판단된다. 만약 육안으로 관찰된 층들이 화산활동에 의한 것이라면 최근까지 화산활동 또는 열수작용이 있었을 가능성이 있다. 그러나 화학분석 결과에 따르면 화산 활동이나 열수 작용에 대한 지화학적 증거가 현재의 시점에서는 발견되지 않는다. 그러나 이것은 연구 방법에서 발생한 문제일 가능성도 있다. 즉, 연구지역 퇴적물의 대부분은 생물기원 물질로 구성되어 있으므로 이러한 물질의 희석 효과에 의해 보존되어 있는 기록이 총합량 분석에서는 잘 드러나지 않을 수 있다. 화산활동에 의한 물질의 공급은 주로 쇄설성물질 (육원성+화산성)에 보존되어

있으므로 화학적 추출법 (chemical leaching)을 이용하여 생물기원의 물질을 제거한 후 분석을 하거나 전자현미분석기 (EPMA)를 이용해서 volcanic shard를 선택적으로 분석함으로써 의미있는 결과를 얻을 수 있다. 특히 최근에 개발된 ion probe는 기존의 EPMA가 주원소만 분석 가능했던 한계를 극복하여 미량 원소까지 정량 분석을 가능하게 하기 때문에 이 방법은 앞으로 획기적인 연구 성과를 낼 수 있을 것으로 예측되고 있다. 위에 제시된 방법들은 호상열도 마그마의 진화 연구에 많이 응용되고 있으므로 앞으로 이러한 방법을 이용한 보다 진전된 연구가 필요하다고 판단된다.

한편 망간각에 대한 분석 결과 이 지역 망간각이 열수 기원임을 지시하는 특징적인 징후는 발견할 수 없었으나 전형적인 수성기원에 비해 빠르게 성장한 것에 미루어 볼 때 열수에 의한 망간의 공급 가능성을 배제할 수 없는 것으로 판단된다.

참 고 문 헌

- Bonatti, E., T. Kraemer, H. Rydell, 1972, Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits, in edit Horn, D. R., Ferromanganese deposits on the ocean floor: Washington, D. C., National Science Foundation, 149-166
- Johnson, D.A. and A.H. Knoll, 1975. Absolute age of Quaternary radiolarian datum levels in the equatorial Pacific. *Quaternary research*, 5:99-110.
- Johnson, D.A., D.A. Schneider, C.A. Nigrini, J.P. Cault and D.V. Kent, 1989. Pliocene-Pleistocene radiolarian event and magnetostratigraphic calibration for the tropical Indian Ocean. *Marine Micropaleontology*, 14:33-66.
- Hein, J.R., W.A. Bohron, M.S. Schulz, M. Noble and D.A. Clague, 1991 Variations in the fine-scale composition of a central pacific ferromanganese crust: paleographic implications, *Paleography*, 7(1), 63-77
- Hein, J.R., M.S. Schulz and L.M. Gein, 1992a, Central Pacific Cobalt-rich ferromanganese crusts: Historical perspective and Regional variability, edits Keating, B.H. and Bolton, B.R., *Geology and offshore mineral resources of the central pacific basin*, circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, 14, New York, Springer-Verlag, 261-283
- Ingram, B.L., J.R. Hein and G.L. Farmer, 1990, Age determinations and growth rates of Pacific ferromanganese deposits using strontium isotopes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1709-1721
- Nigrini, C.A., 1971. Radiolarian zones in the Quaternary of the equatorial Pacific Ocean. In: *The micropaleontology of ocean*, edited by Funnell, B.M. and W.R. Riedel, Cambridge Univ. press, 443-461pp.

- Puteanus, D. and P. Halbach, 1988, Correlation of Co concentration and growth rate : A method for age determination of ferromanganese crust, chemical geology, 69, 73-85
- Sanfilippo, A., M.J. Westberg-Smith and W.R. Riedel, 1985. Cenozoic radiolaria. In: Plankton Stratigraphy, edited by Bolli, H.M., J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen, Cambridge Univ. press, 631-712 pp.
- Usui, A., A. Nashimura and K. Iizasa, 1993, Submersible observations of manganese nodules and crust deposits on the Tenpo seamount, northwestern Pacific. Mar. Geores. Geotech, 11, 262-291

Table 4-2-1. Radiolarian species in the Yap trench sediment.

<i>Botryostrobus auritum</i>	<i>Lamprocyrtis heteroporos</i>
<i>Sphaerouzoum punctatum</i>	<i>Dictyophimus grasilipes</i>
<i>Carpocanistrum papillosum</i>	<i>Dictyophimus tetracanthus</i>
<i>Theocorythium t. trachelium</i>	<i>Helotholus histicosa</i>
<i>Theocorythium t. diana</i>	<i>Artostrobium miralestense</i>
<i>Eucyrtidium acuminatum</i>	<i>Larcospira quadrangula</i>
<i>Eucyrtidium hexagonatum</i>	<i>Octopyle stenozona</i>
<i>Eucyrtidium hexastichum</i>	<i>Tetrapyle octacantha</i>
<i>Lamprocyclas m. maritalis</i>	<i>Lophophaena cyclindrica</i>
<i>Pterocanium thrilobum</i>	<i>Theopilum tricostatum</i>
<i>Pterocanium t. eucolpum</i>	<i>Litharachnium tentorium</i>
<i>Pterocanium p. praetextum</i>	<i>Dictyophimus infabricatus</i>
<i>Peripyramis circumtexta</i>	<i>Anthocrytidium jenghisi</i>
<i>Cornutella profunda</i>	<i>Lithomitra arachnea</i>
<i>Cyrtopera laguncula</i>	<i>Collosphaera tuberosa</i>
<i>Artostrobos annulatus</i>	<i>Collosphaera invaginata</i>
<i>Amphirhopalum ypsilon</i>	<i>Disolenia quadadrata</i>
<i>Euchitonia elegance</i>	<i>Disolenia zaquebarica</i>
<i>Spongogaster t. tetras</i>	<i>Otosphaera auriculata</i>
<i>Pterocorys minithorax</i>	<i>Otosphaera polymorpha</i>
<i>Pterocorys zancleus</i>	<i>Polysolenia spinosa</i>
<i>Theoconus hertwigii</i>	<i>Polysolenia flammabunda</i>
<i>Theoconus junonis</i>	<i>Polysolenia lappacea</i>
<i>Dictyocoryne profunda</i>	<i>Collosphaera huxleyi</i>
<i>Hymeniastrum euclidis</i>	<i>Collosphaera polygona</i>
<i>Dictyocoryne truncatum</i>	<i>Collosphaera macropora</i>
<i>Dictyophimus hirundo</i>	<i>Acrosphaera cyrtodon</i>
<i>Dictyophimus crisiae</i>	<i>Acrosphaera murrayana</i>
<i>Theicalyptra davisiana</i>	<i>Acrosphaera trepanata</i>
<i>Lithomelissa campanulaeformis</i>	<i>Panartus t. tetrathalamus</i>
<i>Lithopera bacca</i>	<i>Anthocytidium ophirens</i>
<i>Lamprocyrtis nigrinae</i>	<i>Lithomitra liniata</i>
<i>Siphonosphaera polysiphonia</i>	<i>Calocycletta virginis*</i>
<i>Siphonosphaera martensi</i>	<i>Artophormis gracilis*</i>
<i>Anthocytidium zaquebaricum</i>	<i>Dorcadospyris simplex*</i>

* Tertiary species

Table 4-2-2. Chemical composition of samples in PC 4.

Depth Cm	Na %	Mg %	Al %	K %	Mn %	Fe %	Ca %	Ti %	P %	S %	Ba %	Sr ppm	Li ppm	V ppm
0 - 8	5.67	3.14	5.75	1.34	0.55	5.75	1.69	0.35	0.14	0.50	0.12	577.06	86.56	131.26
20 - 25	5.13	2.29	4.31	1.08	0.44	3.75	1.11	0.26	0.09	0.46	0.18	354.23	65.77	94.31
30 - 35	5.36	1.88	3.12	0.85	0.27	2.71	0.79	0.18	0.06	0.46	0.05	188.19	52.79	68.93
40 - 45	6.40	1.56	2.40	0.79	0.19	1.90	0.67	0.13	0.04	0.60	0.15	143.67	44.85	46.50
60 - 65	6.74	1.52	2.42	0.78	0.11	1.98	0.89	0.13	0.04	0.60	0.11	137.90	41.74	47.47
75 - 79	6.33	1.32	1.40	0.56	0.50	1.10	0.59	0.07	0.02	0.54	0.02	9.25	26.55	31.13
86 - 89	6.52	1.10	0.94	0.46	0.09	1.03	0.98	0.05	0.02	0.59	0.04	11.56	21.04	21.13
90 - 95	4.40	1.69	2.88	0.80	0.11	2.37	9.47	0.17	0.07	0.53	0.04	1340	53.22	59.00
100 - 105	5.62	1.69	2.76	0.83	0.12	2.32	1.36	0.15	0.05	0.51	0.03	180.71	45.70	53.98
120 - 125	5.39	1.70	2.75	0.80	0.08	2.23	1.29	0.15	0.05	0.51	0.14	220.07	45.43	57.39
140 - 145	5.42	1.82	3.19	0.90	0.07	2.70	0.89	0.19	0.06	0.49	0.10	176.35	57.02	71.14
160 - 165	5.68	1.62	2.92	0.85	0.06	2.32	0.80	0.16	0.05	0.50	0.06	86.68	49.15	69.81
183 - 184	7.17	1.43	1.33	0.57	0.09	1.45	0.59	0.07	0.02	0.64	0.02	0.00	28.77	30.40
200 - 205	5.53	1.52	2.34	0.73	0.09	1.92	1.14	0.13	0.04	0.49	0.03	102.12	41.81	55.43
214 - 217	5.85	1.26	1.31	0.50	0.13	1.26	0.61	0.07	0.03	0.52	0.04	0.00	27.03	29.68
230 - 235	5.69	1.53	1.97	0.62	0.10	1.67	0.67	0.11	0.04	0.53	0.07	19.51	36.48	42.28
250 - 253	5.86	1.70	2.21	0.69	0.02	1.83	0.68	0.13	0.05	0.53	0.04	76.76	41.06	53.97
261 - 262	8.24	1.60	1.28	0.59	0.05	1.48	0.57	0.07	0.02	0.75	0.01	0.00	29.97	32.45
268 - 273	7.63	1.35	1.12	0.53	0.01	0.94	0.56	0.05	0.02	0.68	0.01	0.00	23.55	41.43
274 - 276	5.72	1.58	2.04	0.67	0.02	1.87	0.97	0.11	0.04	0.52	0.02	85.36	42.11	80.57
280 - 281	7.76	1.62	1.13	0.61	0.03	1.81	0.66	0.06	0.02	0.72	0.03	8.13	30.30	47.67
281 - 285	5.73	1.33	1.75	0.58	0.01	1.33	1.11	0.10	0.03	0.56	0.10	55.88	35.77	47.40
290 - 295	5.06	1.42	2.50	0.73	0.01	1.87	2.19	0.14	0.05	0.57	0.33	342.64	46.67	53.54
308 - 309	5.26	1.23	1.77	0.60	0.01	1.33	0.83	0.10	0.03	0.48	0.02	29.99	35.50	41.30
322 - 325	6.66	1.48	1.69	0.62	0.02	1.43	1.40	0.09	0.03	0.67	0.06	157.11	34.55	48.86
330 - 331	6.63	1.18	0.51	0.37	0.02	1.24	0.49	0.02	0.01	0.62	0.01	0.00	17.46	37.58
331 - 333	6.34	0.98	0.58	0.36	0.00	0.60	1.02	0.03	0.01	0.62	0.01	7.82	15.45	32.03
338 - 340	6.89	1.16	0.43	0.33	0.00	0.48	0.63	0.02	0.01	0.67	0.00	0.00	12.39	27.65
340 - 341	5.24	1.21	1.22	0.44	0.01	1.11	1.43	0.06	0.03	0.54	0.04	89.06	27.09	50.55

Table 4-2-2. Continued.

	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Cd	Sc	Y	La	Ce	Sm	Eu	Er	Tm	Yb
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
0 - 8	131.6	41.7	96.1	244.6	129.8	89.3	9.0	16.1	44.8	24.5	29.5	10.7	1.5	5.3	1.1	3.4
20 - 25	71.7	49.2	91.7	198.5	60.2	70.8	5.9	10.9	32.4	18.5	30.0	7.8	1.1	3.9	0.8	2.6
30 - 35	54.1	26.7	63.5	135.8	50.2	57.5	4.4	8.4	24.8	16.1	22.9	5.8	0.8	2.8	0.6	1.8
40 - 45	35.8	19.5	42.5	93.4	38.5	48.0	3.1	5.7	18.1	13.1	13.3	4.3	0.6	2.1	0.4	1.3
60 - 65	39.7	15.9	37.8	88.7	64.5	48.4	3.1	6.4	19.2	15.5	11.4	4.6	0.7	2.2	0.4	1.4
75 - 79	19.0	59.7	36.1	182.1	23.0	29.4	1.8	3.3	11.7	11.0	15.2	2.9	0.4	1.3	0.2	0.9
86 - 89	39.5	12.0	23.2	77.2	15.5	21.1	1.6	2.1	6.9	16.3	5.6	1.9	0.2	0.8	0.1	0.5
90 - 95	40.3	18.5	41.8	135.8	38.2	50.3	3.7	10.5	30.4	73.2	19.4	6.3	1.0	3.2	0.4	2.3
100 - 105	42.0	22.6	48.6	130.4	38.1	55.7	3.7	7.8	22.4	21.0	17.0	5.3	0.8	2.5	0.5	1.6
120 - 125	41.7	22.2	43.5	94.4	37.5	56.1	3.6	7.8	21.9	24.7	19.9	5.1	0.7	2.5	0.5	1.6
140 - 145	51.8	21.0	34.8	91.1	45.7	66.8	4.4	8.9	28.8	19.2	28.7	6.6	1.0	3.2	0.6	2.1
160 - 165	44.5	19.4	30.8	75.4	40.4	60.2	3.7	7.5	23.8	16.9	23.2	5.6	0.8	2.7	0.5	1.7
183 - 184	24.1	17.2	15.4	109.9	24.5	31.6	2.3	3.2	11.7	9.9	10.8	2.8	0.3	1.2	0.2	0.7
200 - 205	36.9	17.3	23.6	82.3	35.4	47.6	3.0	6.4	20.2	22.7	15.0	4.9	0.7	2.2	0.4	1.5
214 - 217	22.7	14.8	25.5	88.1	22.1	29.3	2.0	3.1	11.7	12.2	6.9	2.8	0.4	1.3	0.2	0.8
230 - 235	31.8	14.6	29.6	94.8	28.7	42.0	2.6	4.9	16.4	14.2	8.4	3.8	0.6	1.9	0.3	1.1
250 - 253	36.7	13.4	31.6	83.8	31.1	45.7	2.9	5.8	21.0	16.9	21.4	4.9	0.7	2.4	0.4	1.5
261 - 262	23.0	18.6	7.2	100.5	20.0	32.7	2.4	3.1	10.2	11.1	14.0	2.7	0.3	1.2	0.2	0.6
268 - 273	17.6	10.1	3.2	247.4	16.8	26.0	1.5	2.3	8.2	12.3	13.0	2.1	0.3	0.9	0.1	0.5
274 - 276	33.6	26.8	26.1	173.1	31.9	44.0	4.4	5.5	17.6	21.3	12.8	4.2	0.6	2.0	0.4	1.2
280 - 281	19.5	39.9	39.6	209.5	24.5	30.8	3.0	2.8	8.5	11.3	0.4	2.6	0.2	0.9	0.2	0.4
281 - 285	31.6	13.0	28.7	63.3	25.9	38.2	2.4	4.9	15.1	24.1	6.0	3.4	0.5	1.7	0.3	1.0
290 - 295	37.7	15.3	33.7	86.8	34.8	49.2	3.0	7.1	19.8	34.0	20.8	4.6	0.7	2.2	0.4	1.4
308 - 309	29.0	11.1	25.3	81.1	25.3	40.2	2.2	4.8	14.3	15.8	12.9	3.4	0.5	1.7	0.3	1.0
322 - 325	26.4	34.6	47.2	154.0	26.7	36.5	2.3	4.6	12.8	21.1	11.3	3.2	0.4	1.5	0.3	0.9
330 - 331	10.0	20.3	0.0	98.3	18.3	13.9	1.9	0.5	3.1	6.3	2.8	1.2	0.0	0.3	0.0	0.1
331 - 333	11.6	8.2	7.9	84.0	10.7	15.1	1.1	1.4	4.6	18.6	1.8	1.3	0.1	0.5	0.0	0.3
338 - 340	10.5	6.1	0.0	68.5	7.7	12.3	0.9	0.7	2.7	9.7	0.7	0.9	0.1	0.3	0.0	0.2
340 - 341	20.1	10.7	0.0	58.3	19.3	27.2	2.0	3.6	10.1	25.2	8.6	2.6	0.3	1.1	0.2	0.6

Table 4-2-3. Correlation matrix for chemical compositions of samples in PC4

	Na	Mg	Al	K	Mn	Fe	Ca	Ti	P	S	Ba	Sr	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Cd	Sc	Y	La	Ce	Sm	Eu
Na	1.00																										
Mg	-0.26	1.00																									
Al	-0.54	<u>0.92</u>	1.00																								
K	-0.43	<u>0.93</u>	<u>0.98</u>	1.00																							
Mn	-0.20	0.68	0.64	0.63	1.00																						
Fe	-0.39	<u>0.97</u>	<u>0.96</u>	<u>0.96</u>	0.67	1.00																					
Ca	-0.47	0.14	0.24	0.21	0.02	0.19	1.00																				
Ti	-0.54	<u>0.92</u>	1.00	<u>0.98</u>	0.64	<u>0.96</u>	0.25	1.00																			
P	-0.55	<u>0.93</u>	<u>0.97</u>	<u>0.94</u>	0.64	<u>0.96</u>	0.32	<u>0.98</u>	1.00																		
S	<u>0.88</u>	-0.37	-0.63	-0.53	-0.40	-0.49	-0.15	-0.62	-0.59	1.00																	
Ba	-0.40	0.34	0.52	0.50	0.21	0.42	0.09	0.51	0.47	-0.26	1.00																
Sr	-0.55	0.48	0.56	0.53	0.29	0.52	<u>0.93</u>	0.57	0.63	-0.30	0.29	1.00															
Li	-0.54	<u>0.91</u>	<u>0.99</u>	<u>0.98</u>	0.58	<u>0.95</u>	0.29	<u>0.99</u>	<u>0.96</u>	-0.60	0.53	0.59	1.00														
V	-0.47	<u>0.90</u>	<u>0.90</u>	<u>0.88</u>	0.53	<u>0.92</u>	0.17	<u>0.91</u>	<u>0.92</u>	-0.53	0.38	0.48	<u>0.91</u>	1.00													
Cr	-0.41	<u>0.92</u>	<u>0.94</u>	<u>0.91</u>	0.67	<u>0.96</u>	0.15	<u>0.94</u>	<u>0.96</u>	-0.52	0.43	0.48	<u>0.91</u>	<u>0.88</u>	1.00												
Co	-0.02	0.54	0.44	0.48	0.77	0.50	-0.02	0.43	0.40	-0.16	0.14	0.17	0.43	0.46	0.40	1.00											
Ni	-0.41	<u>0.84</u>	<u>0.88</u>	<u>0.88</u>	0.74	<u>0.87</u>	0.17	0.88	<u>0.85</u>	-0.50	0.48	0.48	<u>0.86</u>	0.77	<u>0.84</u>	0.66	1.00										
Cu	0.20	0.56	0.36	0.42	0.54	0.47	0.07	0.36	0.40	0.09	-0.02	0.23	0.35	0.49	0.39	0.68	0.50	1.00									
Zn	-0.32	<u>0.92</u>	<u>0.91</u>	<u>0.91</u>	0.67	<u>0.95</u>	0.13	<u>0.91</u>	<u>0.92</u>	-0.44	0.42	0.47	<u>0.89</u>	<u>0.87</u>	<u>0.95</u>	0.43	<u>0.81</u>	0.42	1.00								
Rb	-0.53	<u>0.87</u>	<u>0.98</u>	<u>0.98</u>	0.54	<u>0.91</u>	0.19	<u>0.97</u>	<u>0.92</u>	-0.63	0.52	0.50	<u>0.98</u>	<u>0.87</u>	<u>0.88</u>	0.40	<u>0.83</u>	0.29	<u>0.86</u>	1.00							
Cd	-0.41	<u>0.96</u>	<u>0.94</u>	<u>0.94</u>	0.64	<u>0.99</u>	0.18	<u>0.95</u>	<u>0.95</u>	-0.51	0.40	0.50	<u>0.95</u>	<u>0.96</u>	<u>0.94</u>	0.51	<u>0.85</u>	0.49	<u>0.93</u>	<u>0.91</u>	1.00						
Sc	-0.61	<u>0.88</u>	<u>0.98</u>	<u>0.96</u>	0.58	<u>0.93</u>	0.39	<u>0.98</u>	<u>0.97</u>	-0.63	0.50	0.68	<u>0.98</u>	<u>0.88</u>	<u>0.91</u>	0.39	<u>0.85</u>	0.33	<u>0.88</u>	<u>0.96</u>	<u>0.92</u>	1.00					
Y	-0.61	<u>0.88</u>	<u>0.98</u>	<u>0.96</u>	0.58	<u>0.92</u>	0.37	<u>0.98</u>	<u>0.96</u>	-0.66	0.47	0.65	<u>0.98</u>	<u>0.87</u>	<u>0.90</u>	0.38	<u>0.83</u>	0.31	<u>0.87</u>	<u>0.97</u>	<u>0.91</u>	<u>0.99</u>	1.00				
La	-0.62	0.19	0.35	0.30	-0.01	0.26	<u>0.95</u>	0.36	0.42	-0.29	0.26	<u>0.91</u>	0.40	0.29	0.24	-0.05	0.23	0.01	0.20	0.32	0.26	0.50	0.47	1.00			
Ce	-0.52	0.75	<u>0.87</u>	<u>0.86</u>	0.53	0.78	0.21	<u>0.87</u>	<u>0.82</u>	-0.61	0.48	0.48	<u>0.87</u>	0.75	0.75	0.39	0.69	0.28	0.68	<u>0.89</u>	0.76	<u>0.86</u>	<u>0.88</u>	0.32	1.00		
Sm	-0.57	<u>0.91</u>	<u>0.99</u>	<u>0.98</u>	0.61	<u>0.95</u>	0.30	<u>0.99</u>	<u>0.97</u>	-0.64	0.47	0.61	<u>0.99</u>	<u>0.90</u>	<u>0.92</u>	0.42	<u>0.85</u>	0.34	<u>0.90</u>	<u>0.98</u>	<u>0.94</u>	<u>0.99</u>	<u>1.00</u>	0.41	<u>0.88</u>	1.00	
Eu	-0.62	<u>0.86</u>	<u>0.98</u>	<u>0.96</u>	0.58	<u>0.91</u>	0.35	<u>0.98</u>	<u>0.95</u>	-0.67	0.49	0.63	<u>0.98</u>	<u>0.86</u>	<u>0.89</u>	0.38	<u>0.83</u>	0.29	<u>0.86</u>	<u>0.97</u>	<u>0.90</u>	<u>0.99</u>	<u>1.00</u>	0.46	<u>0.89</u>	<u>0.99</u>	1.00

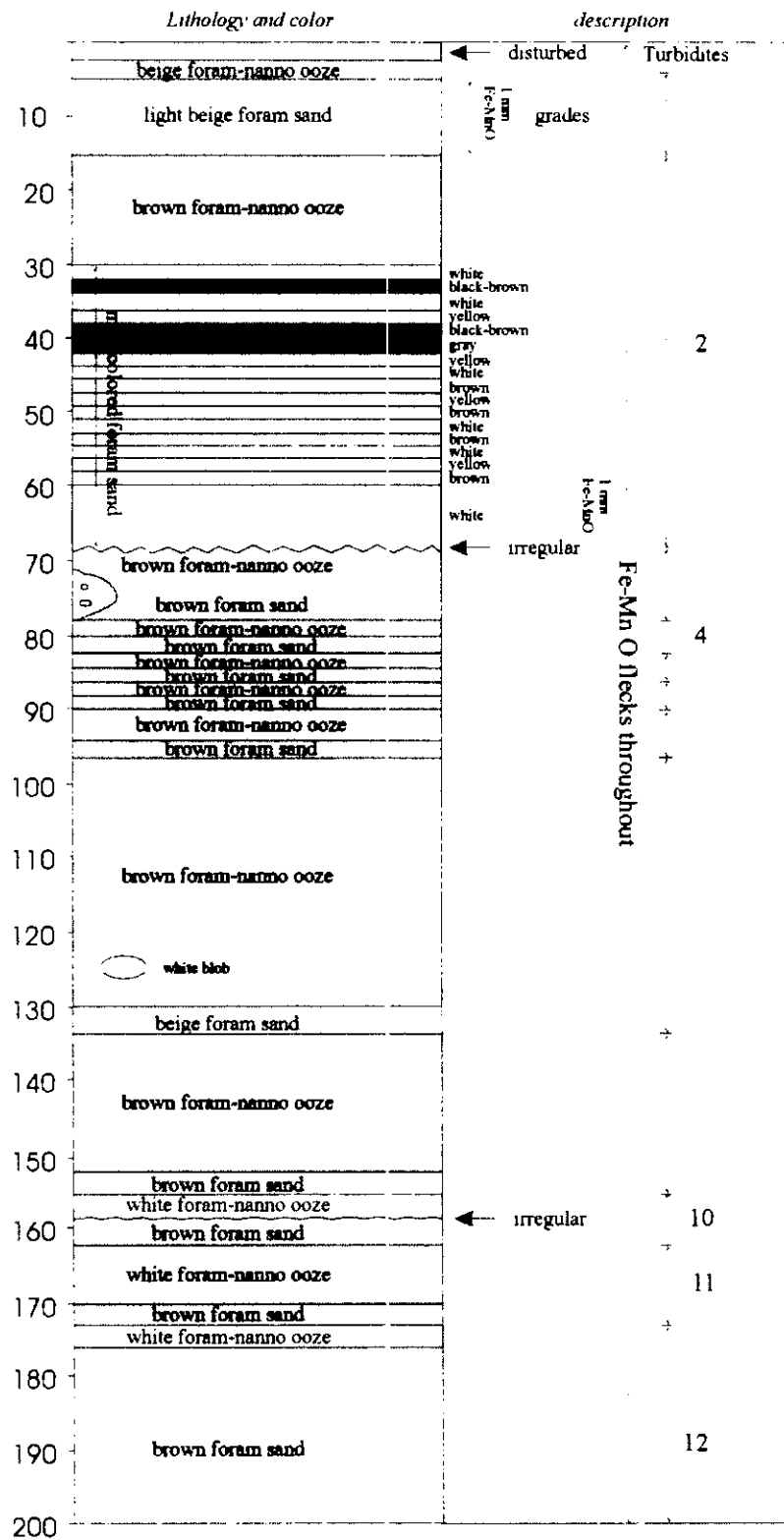
Table 4-2-4. Varimax rotated R-mode factor component matrix of 4 factor model
for samples in PC 4.

	Comp_1	Comp_2	Comp_3	Comp_4
Tm	<u>0.95</u>	0.09	0.20	0.22
K	<u>0.94</u>	0.13	0.25	0.12
Rb	<u>0.93</u>	0.11	0.13	0.24
Al	<u>0.93</u>	0.16	0.22	0.22
Ti	<u>0.93</u>	0.17	0.22	0.22
Li	<u>0.93</u>	0.21	0.19	0.19
Fe	<u>0.92</u>	0.12	0.32	0.05
Sm	<u>0.92</u>	0.22	0.21	0.23
Cr	<u>0.91</u>	0.07	0.25	0.09
Er	<u>0.91</u>	0.25	0.18	0.25
Cd	<u>0.91</u>	0.11	0.32	0.06
Zn	<u>0.91</u>	0.06	0.27	0.00
P	<u>0.91</u>	0.25	0.24	0.17
Mg	<u>0.90</u>	0.08	0.38	-0.08
Sc	<u>0.90</u>	0.32	0.18	0.23
Y	<u>0.90</u>	0.29	0.18	0.26
Eu	<u>0.89</u>	0.27	0.16	0.29
Yb	<u>0.88</u>	0.30	0.20	0.28
V	<u>0.87</u>	0.12	0.27	0.09
Ce	<u>0.79</u>	0.14	0.16	0.31
Ni	<u>0.76</u>	0.10	0.49	0.19
Ba	<u>0.54</u>	0.06	-0.17	0.19
Ca	0.07	<u>0.99</u>	0.01	0.06
La	0.19	<u>0.95</u>	-0.10	0.18
Sr	0.40	<u>0.89</u>	0.12	0.07
Co	0.25	-0.05	<u>0.89</u>	0.06
Cu	0.28	0.10	<u>0.76</u>	-0.38
Mn	0.45	-0.05	<u>0.76</u>	0.22
S	-0.44	-0.07	-0.06	<u>-0.86</u>
Na	-0.35	-0.41	0.10	<u>-0.80</u>

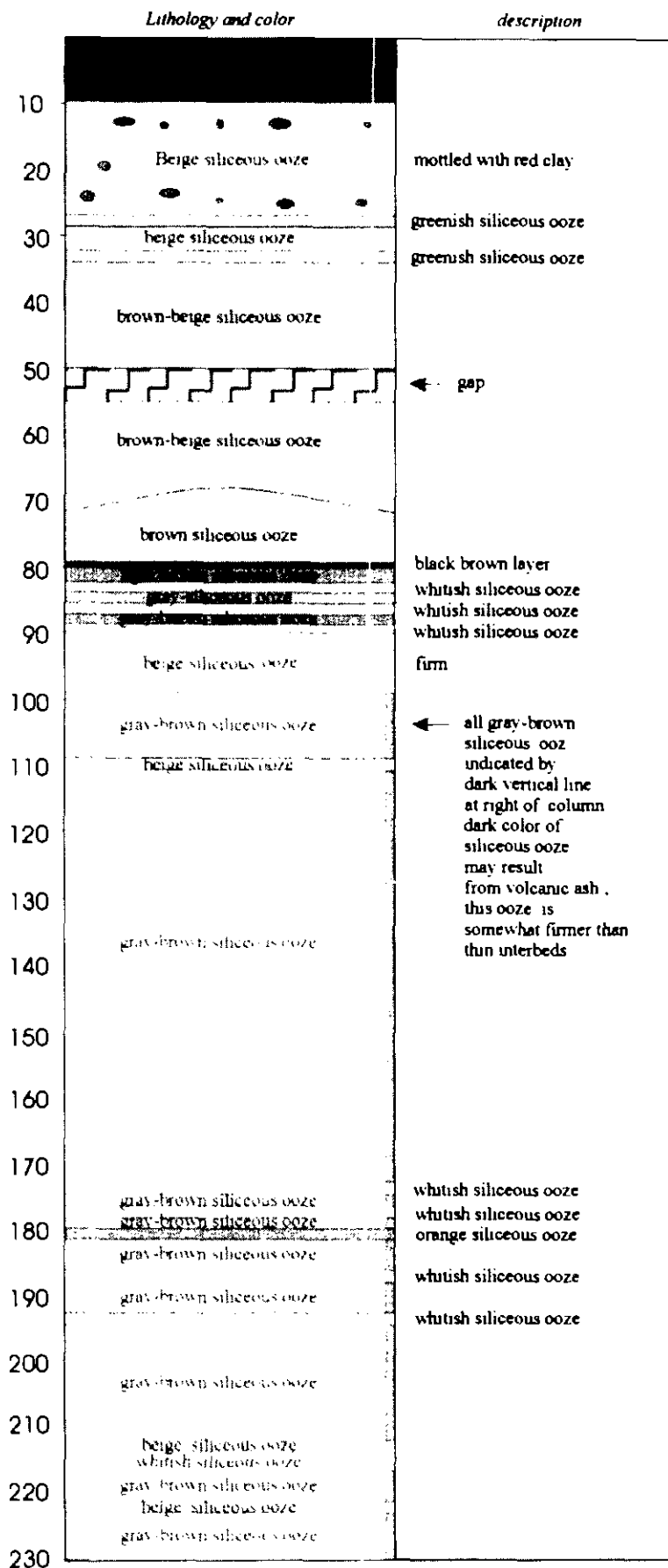
Table 4-2-5. Chemical composition of manganese crust distributed in Yap arc area.

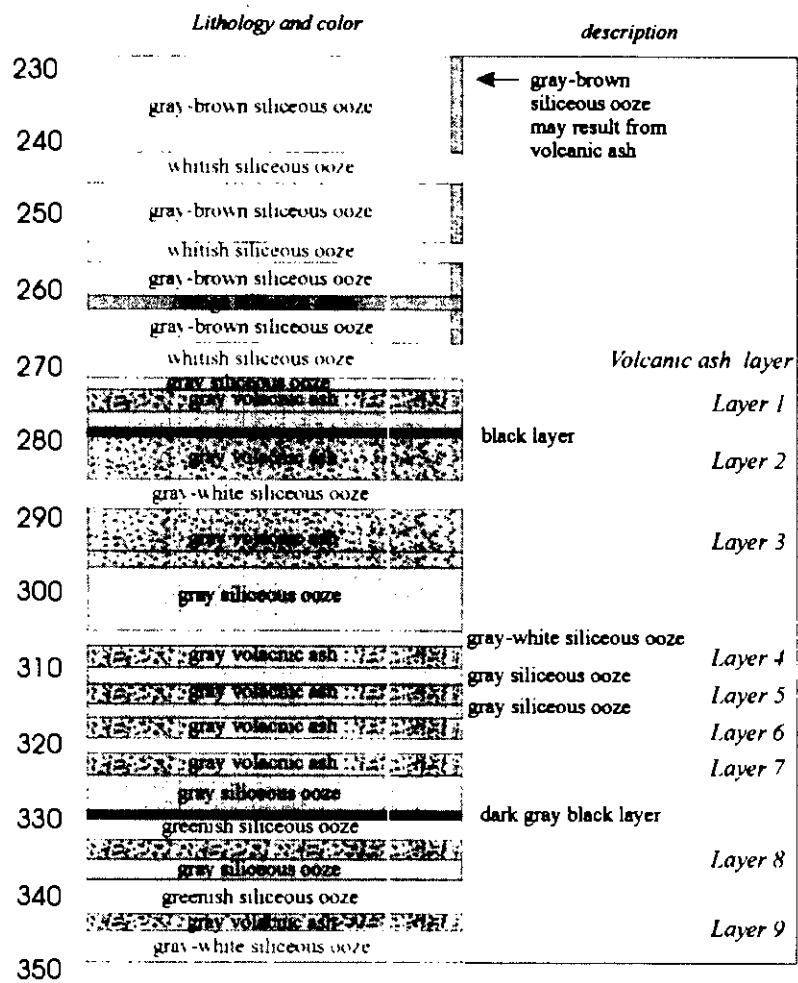
Sample No.	Depth (m)	Mn (%)	Fe (%)	Al (%)	Na (%)	Mg (%)	Ca (%)	P (%)	Sr (%)	K (%)	Ti (%)	Ba (%)	S (%)	Fe/Mn	Ca/P	Thickness (mm)	Growth Rate (mm/Ma)	Age (Ma)	Co (ppm)	Co (%)	wCo	wCo	
15	11	15.61	15.13	1.03	1.31	0.89	2.26	0.29	0.12	0.41	0.59	0.09	0.24	0.97	7.68	14	2.74	5.10	2111.2	0.21	1.62	0.34	0.35
15-2	4	12.11	14.15	1.29	1.43	1.01	2.45	0.32	0.10	0.50	0.70	0.08	0.21	1.19	7.72	4	2.76	1.45	1796.8	0.18	1.88	0.34	0.34
15-2	15	13.94	15.79	1.04	1.06	0.75	1.70	0.33	0.12	0.40	0.55	0.11	0.23	1.06	5.17	15	2.81	5.33	1993.6	0.20	1.63	0.32	0.33
15-3	9	12.45	16.73	0.65	1.22	0.84	1.87	0.37	0.14	0.37	0.56	0.09	0.26	0.96	5.10	9	2.91	3.09	2054.4	0.21	1.46	0.30	0.31
15-4	11	12.51	16.27	0.93	1.21	0.88	1.94	0.31	0.13	0.43	0.56	0.08	0.23	0.93	6.32	10	3.12	3.21	1763.8	0.18	1.48	0.26	0.27
15-2	0	12.40	15.95	0.84	1.22	0.83	1.96	0.31	0.13	0.39	0.66	0.09	0.26	0.88	6.26	12	2.51	4.79	2715.8	0.27	1.53	0.41	0.42

(A) KODOS 98-3 PC 3



(B) KODOS 98-3 PC 4





* All siliceous ooze consist mostly of diatoms and a few radiolarians.

Fig. 4-2-1. Visual discription of lithology for KODOS 98-3.

A) PC 3, B) PC 4

Fig. 4-2-2. Pictures of radiolaria.

- No. 1. *Euchitonia furcata* PC. 4, 60-65 cm ×200
- No. 2. *Panartus tetrathalamus tetrathalamus* PC. 4, 0-8 cm ×200
- No. 3. *Calocycletta virginis* PC. 4, 0-8 cm ×200
- No. 4. *Disolenia zanquebarica* PC. 4, 183-189 cm ×200
- No. 5. *Polysolenia spinosa* PC. 4, 183-189 cm ×200
- No. 6. *Acrosphaera collina* PC. 4, 20-25 cm ×100
- No. 7. *Sphaerozoum punctatum* PC. 4, 200-205 cm ×200
- No. 8. *Lamprocyclas maritatis maritatis* PC. 4, 120-125 cm ×100
- No. 9. *Eucyrtidium acuminatum* PC. 4, 160-165 cm ×100
- No. 10. *Lithopera bacca* PC. 4, 0-8 cm ×100
- No. 11. *Dorcadospyris simplex* PC. 4, 200-205 cm ×100
- No. 12. *Euchitonia elegance* PC. 4, 200-205 cm ×100
- No. 13. *Tessarastrim straussii* PC. 4, 183-189 cm ×100
- No. 14. *Amphirhopalum ypsilon* PC. 4, 40-45 cm ×100

Fig. 4-2-2.

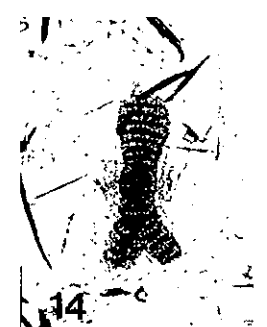
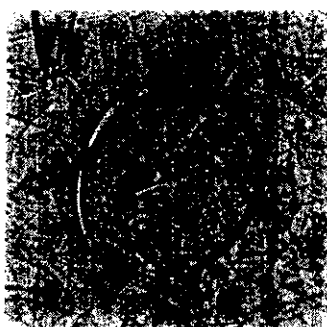
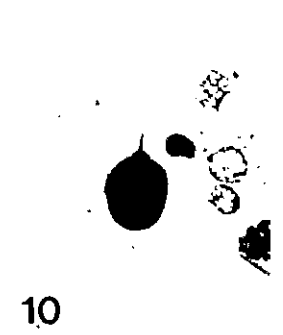
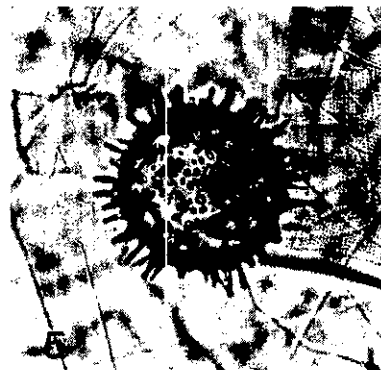
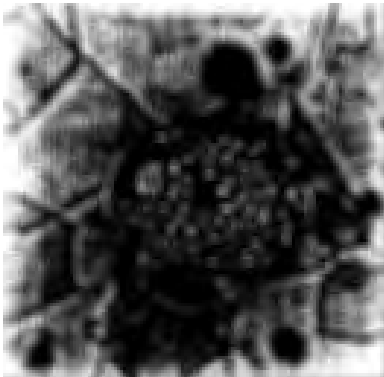
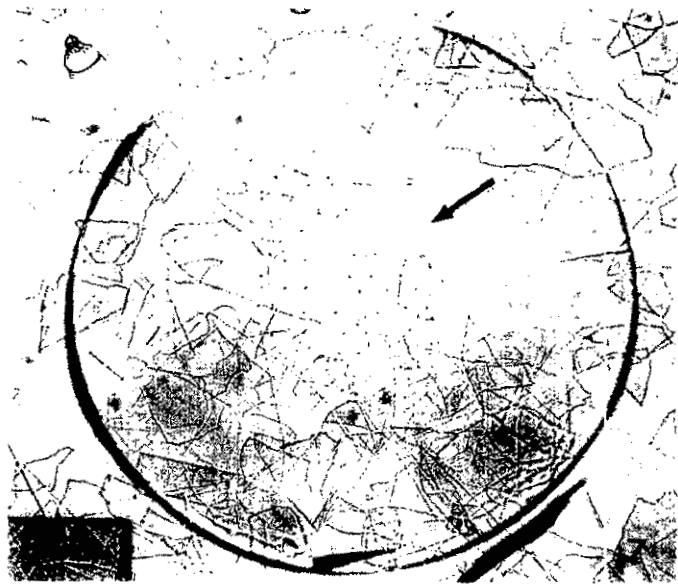
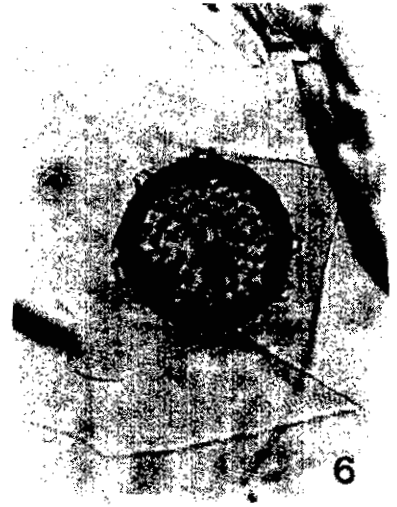
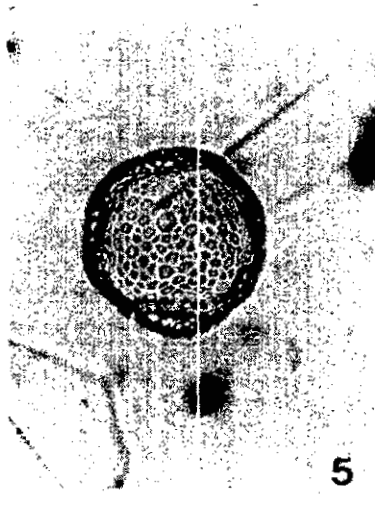
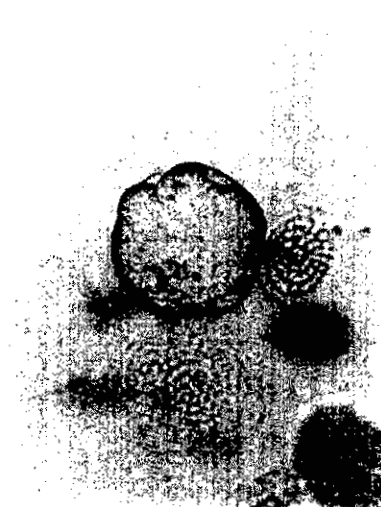
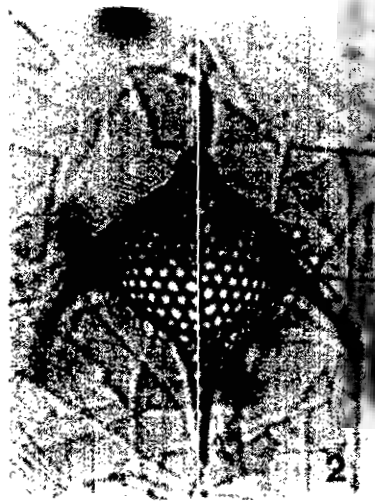


Fig. 4-2-3. Pictures of radiolaria.

- No. 1. *Theocorythium vetulum* PC. 4, 60-65 cm ×200
- No. 2. *Pterocanium trilobum* PC. 4, 230-235 cm ×200
- No. 3. *Anthocyrthidium opirensè* PC. 4, 200-205 cm ×200
- No. 4. *Collosphaera invaginata* PC. 4, 90-95 cm ×200
- No. 5. *Collosphaera huxleyi* PC. 4, 200-205 cm ×200
- No. 6. *Siphonosphaera martensi* PC. 4, 200-205 cm ×200
- No. 7. Diatom (diameter 920 μ m) PC. 4, 183-189 cm ×100 scale bar=100 μ m
- No. 8. Magnified figure which center of the Fig. 7 (arrowed part). ×200

Fig. 4-2-3.



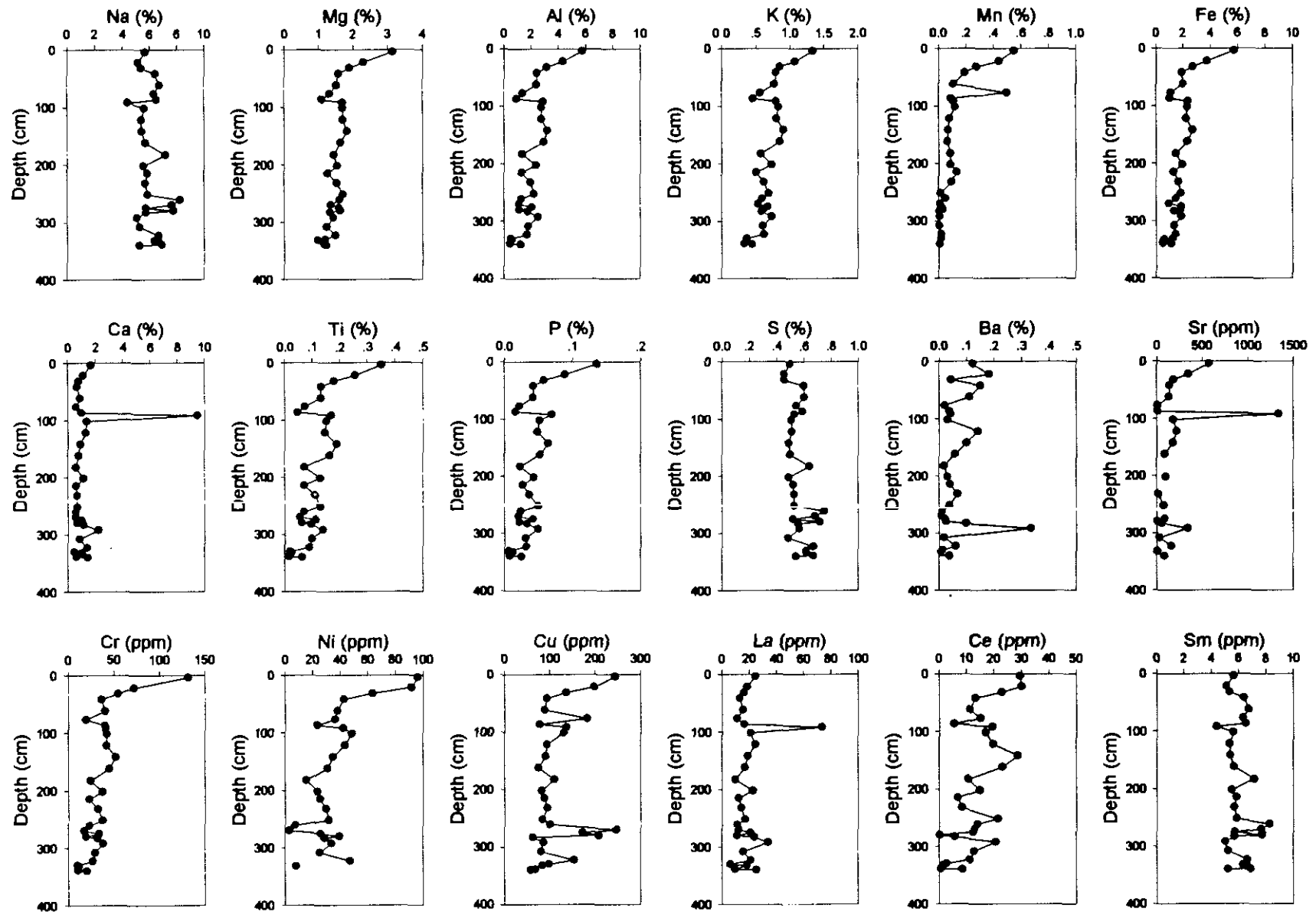


Fig. 4-2-4. Vertical distributions of elements for samples in PC 4.

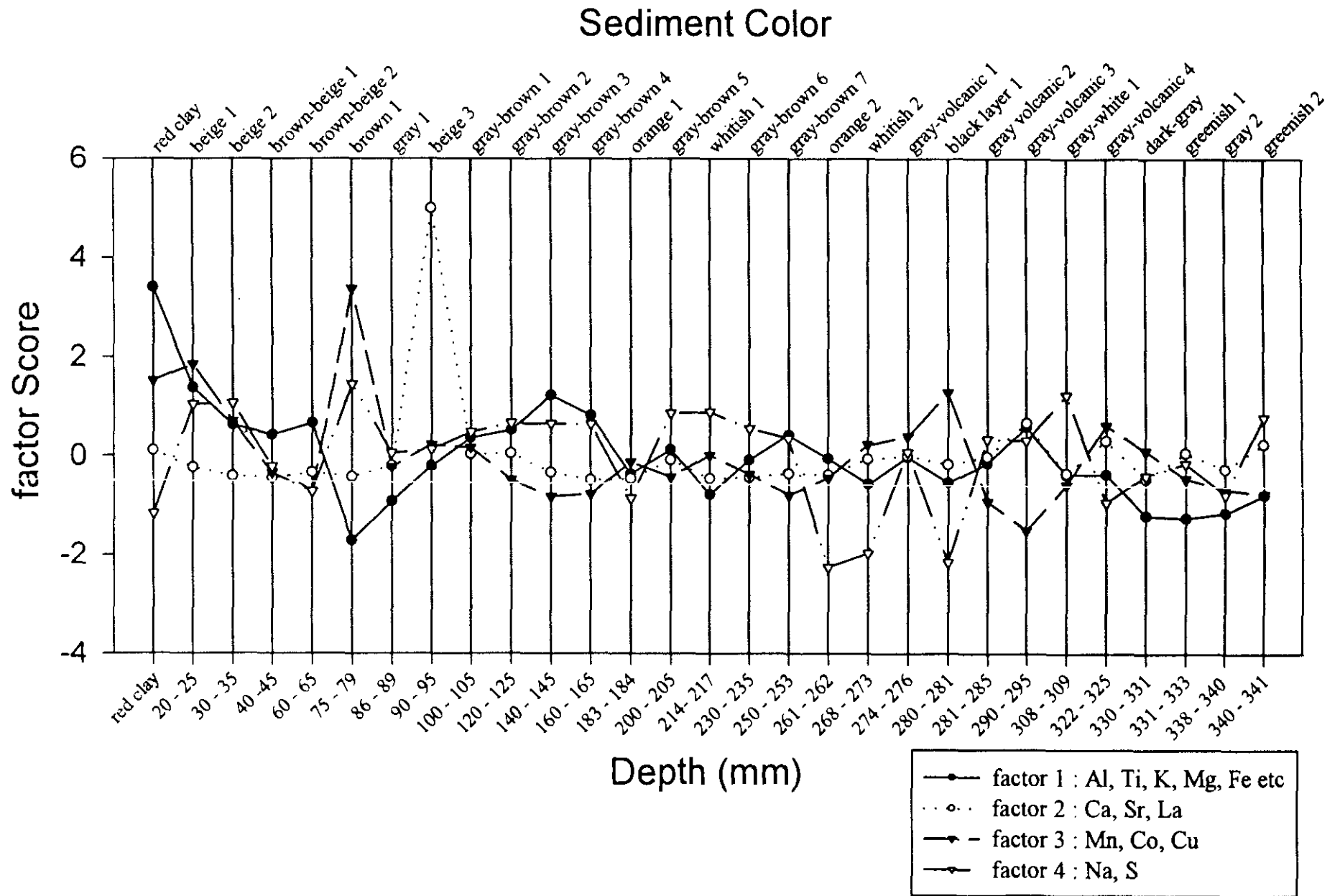


Fig. 4-2-5. Vertical distribution of R-mode factor score of 4 factor model for samples in PC 4.

제 5 장 심해저의 특수한 생태계

- 열수분출공 (Hydrothermal vent)과
냉용수지역 (Cold seep)의 생물군집 -

제 5 장 심해저 (深海底)의 특수한 생태계

-열수분출공 (Hydrothermal vent)과 냉용수지역 (Cold seep)의 생물군집-

1. 심해저와 열수분출공 (Hydrothermal vent)

1977년 미국의 지질학자가 잠수정 앨빈 (Alvin)호에 탑승하여 갈라파고스제도 주변에서 대양저 확대축의 지질조사를 하였다. 수심 2,600 m의 해저는 지구내부로부터 막 생겨 나온 신선한 침상용암이 깔려 있었고, 동시에 사막의 모습을 하고 있었지만, 곳곳에 거대한 이매패의 패각이 산을 이루고 있었고, 놀랍게도 직경 3, 4 cm, 길이는 1, 2 m에 달하는 거대한 관에 사는 동물이 묶음을 이루어 떼를 지어있었다. 그 선단으로부터 튀어져 나온 주홍색을 한 혀 모양의 구조가 저층류에 살살 흔들리고 있었다. 자세히 관찰하면 해저에서 약 20 °C의 해수 (주변해수온도는 약 2 °C)가 뿜어 나오는 주변에는 관벌레 (tube worm), 많은 다모류, 25 cm에 달하는 하얀색의 이매패류, 심해 홍합류, 수많은 권패류와 삿갓조개류, 허리가 구부러진 새우, 눈이 먼 게, 다알리아의 꽃을 닮은 해파리, 그리고 주변을 헤엄쳐 다니는 어류 등이 있었다. 주변 바위의 표면에는 온천수로부터 뿜어져 나온 유황화합물이 깔려 있었다. 그 주변의 생물은 당시의 상식으로는 생각할 수 없을 정도의 높은 밀도로 서식하고 있었다. 이 조사에서 가지고 돌아온 진기한 생물표본과 그들이 살고 있는 모습은 심해생물학자들에게 커다란 충격을 주었다. 그리하여 1979년에 다시 잠수정 앨빈호를 생물학적 연구를 위해 투입하여 생물의 채집과 관찰, 실험이 이루어 졌다. 그 결과 이들 생물의 거의가 지금까지 알려져 있지 않은 종들이라는 것과 이 온천의 주변에서 생물의 성장속도나 생물활성이 같은 수심의 심해저와 비교해 높다는 것, 그리고 해저에서 분출하는 온수에 유화수소가 다량으로 포함되어 있어 유화수소를 유황이나 유산으로 산화하여 생물에너지를 얻는 화학합성세균이 있다는 것이 밝혀졌다.

열수분출공 주변에는 관벌레를 비롯한 대규모의 생물군집이 있다. 태양광선이 없고 광합성에 의한 에너지 생산이 불가능한 심해저에서 생물의 먹이가 되는 유기물은 해양표층으로 부터 내려온다. 이중 아주 적은 양만이 해저에 이르게 되기 때문에 이러한 막대한 양의 생물을 존속시키기 위해서는 유기물이 매우 부족하다. 열수분출공 주변의 생물군집이 발견되었을 당시 많은 생물학자들은 이것을 믿지 못했다. 그 의혹은 얼마 지나지 않아서 곧 해결되었다. 관벌레의 체내에는 특수한 박테리아가 공생하고 있고, 그들은 유화수소나 메탄가스를 섭취하여 광합성이 아닌 화학합성으로 에너지를 만들어내고 있었다. 이 박테리아에게는 열수에 포함되어 있는 유화수소나 메탄가스가 육상에서의 태양광선에 해당한다. 열수분출공의 발견지는 갈라파고스제도 인근 해역이었고, 이러한 해양생물학의 상식을 뒤 바뀐 버리는 최초의 발견이 다윈의 진화론으로 유명한 갈라파고스제도 부근이었다는 것은 참으로 기묘한 우연이라 할 수 있겠다. 열수분출공의 전형적인 형태를 나타낸 것이 Fig. 5-12 이다. 이 열수분출공은 그 후 세계 곳곳에서 여러 가지 형태로 발견되어, 첫 발견이후 20여년이 흐른 지금에는 많은 분야에서 연구성과가 쌓여진 상태이다.

2. 냉수용출대 (Cold seep)의 발견

해저 열수분출공의 생물군집은 발견이래 약 20년이라는 시간이 경과하고, 그 후 다른 열수지역의 발견과 열수가 아닌 지역 (냉용수지역)에서의 발견으로 이제는 그들 생물이 반드시 열수분출공에만 서식하는 생물만은 아니라는 사실을 알게 되기까지에 이르렀다 (Fig. 5-1). 갈라파고스 리프트 (Galapagos rift)에서, 침상용암 의 간극으로부터 15-20 °C의 온수가 뿜어져 나오고 그 근처에 2종의 거대한 이매패류 (Bivalve)와 tube worm이라고 불리는 꽃입술관벌레 (*Vestimentifera*)를 중심으로 하는 높은 밀도의 심해생물 군집 (Ballard, 1977; Lonsdale, 1977; Corliss and Ballard, 1977; Ballard and Grassle, 1979; Hessler and Smithy, 1984)이 확인된 이후 동태평양 (EPR)해령에서 환 데 후카 (Juan de Fuca)해령에 이르기까지의 확대축을 따라서 400 °C 전후의 고온수가 분출하는 검은

연기 굴뚝 (Black smoker, Fig. 5-13)과 그것에 비해 약간 저온인 하얀 연기 굴뚝 (White smoker)이 다수 발견되어, 역시 그 주변에는 특수한 생물이 살고 있음을 알게 되어 (Edmond and von Domm, 1983; Spiess *et al.*, 1980; Chase *et al.*, 1983), "열수분출공 생물군집 (Hydrothermal vent communities)"이라고 불려지게 되었다 (Fig. 5-14). 열수지역은 공 모양의 지구에서 거의 직선의 성격을 띄며 활발하게 판의 확장이 일어나는 지역에 많이 분포하고 있다. 일반적으로 해양의 남반부보다는 북반부에서 많이 발견되어왔다. 중반부에서는 배호분지 (back-arc basin)과 관련하여 가장 많은 분포를 보이고 있음을 알 수 있다 (Fig. 5-2). 한편, 1984년에 들어와 워싱턴에서 오레곤주 연안에 걸쳐서의 대륙사면 (Suess *et al.*, 1985; Kulm *et al.*, 1986a), 멕시코만 후로리다의 수심 약 3,266 m (Paul *et al.*, 1984), 일본의 사가미만 안에 있는 하즈시마 (初島) 동남연안의 약 1,100 m 의 심해저에서 (Okutani and Egawa, 1985; Hashimoto *et al.*, 1987; Ohta *et al.*, 1987), 고온수의 분출을 동반하지 않지만 언뜻 보아도 현저하게 생물량이 높은 특이한 심해생물군집이 차례로 발견되었다 (Fig. 5-3). 그 위에 일본과 프랑스의 [해구계획]에 의해서, 삼입대에 접해있는 육지측부가대, 즉 Nankai trough, 일본해구, Chisima해구의 육지측 사면, 수심 3,800 m에서 6,000 m의 해저에 이르기까지 이러한 형의 생물군집이 존재하고 있다는 발견이 이루어졌다 (Le Pichon *et al.*, 1987; Cadet *et al.*, 1987; Pautot *et al.*, 1987; Ohta and laubier, 1987). 이러한 군집은 또 페루 앞바다의 해구에서도 발견되었고 (Kulm *et al.*, 1986b), 결국 이것은 범 세계적인 현상으로 생각하게 되었다. 이들은 삼입과 관련한 역학적인 장소와 관련하여 지하 깊은 곳으로부터 쥐어져 짜 뽑어 나오는 차가운 물, 혹은 중력에 의해 침투해 나오는 냉수중에 포함되어 있는 무엇인가의 물질에 의해 유지되고 있는 생물군집이라는 의미에서 "냉수용출대 생물군집 (cold seep communities)" 으로 불린다 (Fig. 5-15). 플로리다해, 루이지아나 앞바다 (Bright *et al.*, 1980; Kennicutt II *et al.*, 1985), 로스앤젤레스 앞바다 (Kleinschmidt and Tschauer, 1985), 혹은 그랜드 बैं크스 (로-텐스 심해 선상지: A. Mayer, 私言)를 제외하고는 모두 지판의 발산경계 혹은 수렴경계에서 일어나는 판구조론 (plate tectonics)기구에 대응하고 있다는 것에 주목할 필요가 있다고 본다 (Table 5-1).

3. 심해 (4,000 m)에서의 고래 뼈 (Whale bone) 발견

일본의 동경에서 남쪽으로 약 600 km 떨어진 이즈 (伊豆)제도의 토리시마 (鳥島)의 동쪽 약 150 km 떨어진 곳의 토리시마 (鳥島) 해산의 수심 4,150 m의 해저에서 1992년 10월 2일 '심해 6500 (Shinkai 6500)' 이라는 잠수정을 사용하여 이 지역을 탐사하던 일본 과학자에 의해 고래뼈와 그 고래뼈를 서식의 터전으로 하는 심해생물이 발견되었다 (Fig. 5-16, Fig. 5-3). 그것은 심해새우, 성게, 불가사리 등이었다.

지금까지 심해저에는 지판 (plate)이 형성되어지는 해령지역의 열수에 의존하는 열수생물군집과 지판의 삽입대에 분포하는 냉수용출대 생물군집이 알려져 있다. 토리시마 고래뼈 생물군집은 3번째 형태의 것으로 수심 4,000이하의 심해에서 발견된 것은 이것이 처음 이었다. 같은 형태의 생태계는 1987년 캘리포니아해역의 산타카타리나 해분에서, 잠수정 '앨빈 (Alvin)이 최초로 발견하여 세계의 주목을 받았다. 또, 대서양에서는 침몰선에 쌓여져 있던 공이 해저에 쏟아져 그 공 근처에 tube worm이 생태계를 형성하고 있음이 알려졌다. 그 위에 지질시대의 기록에는 제 3기 (6500만-170만년 전)의 지층에서, 고래뼈의 화석과 함께 게 등의 생물화석이 발견되었다. 이러한 일로부터 심해저에는 지질시대부터 경골생물군집이 존재하고 있었다고 생각되어진다. 공룡이 지구를 지배하고 있었던 중생대에도 바다에는 대형의 파충류가 다수 서식하고 있었기 때문에, 그 죽은 잔해에 생물군집이 만들어 졌을 가능성은 많다 하겠다.

현재 고래는 세계 어느 바다에나 있고, 죽으면 바다 밑으로 가라앉는다. 다른 생물이 고래의 살을 먹는다 하더라도 몸이 크기 때문에 어느 정도는 해저에 남겨지게 될 것이다. 산타카타리나의 경골군집을 연구하고 있는 미국의 스미스 박사연구팀들은 이러한 죽은 잔해가 발견되어질 가능성을 추정했다. 그것에 의하면, 고래의 수명이나 전세계의 고래의 존재하는 양에 따라 다르기는 하겠지만, 최소의 값으로 어림잡아도 약 10 km 정도의 거리를 두고 이러한 죽은 잔해물이 있다고 추정되어졌다. 따라서 그 곳에 생물이 부착하기 시작하고, 일정기간이 지나면 토리시마나 산타카타리나에서와 같은 생물군집을 형성하리라 생각된다.

경골 생물군집은 열수나 냉수에 의존하는 생태계와는 어떠한 차이가 있나 살펴보면, 고래의 뼈 안에는 지방산이나 아미노산이 대량으로 포함되어 있다. 이러한 유기물은 생물이 죽으면 분해되고 산소와 결합하면 이산화탄소와 물로 바뀐다. 그러나 무 산소의 상태에서는 메탄발효세균의 활동에 의해 메탄 등으로 변화한다. 고래의 뼈는 인산칼슘이 바깥쪽을 각과 같이 덮고 있어, 내부의 유기물과 산소가 연결되는 것을 방해하기 위하여 메탄이 보다 많이 발생한다. 이 메탄이 생물을 키우고 있다고 스미스 박사는 이야기한다. 예전에, 심해저에는 생물이 거의 없다고 생각하였다. 그 이유는, 바다의 표층에서 만들어진 식물플랑크톤의 사체들이 해저에 도달하기 이전에 도중에 먹혀져 버려 심해저까지 이르게 되지 못한다고 생각하였기 때문이다. 그러나 열수나 냉수 생물군집의 발견은 이러한 생각을 뿌리부터 흔들어 놓게 되었다. 그리고 열수나 냉수의 분출하는 지역은 지판 (plate)의 경계임을 알게 되었다. 그러나 심해저에는 지판의 경계 외에는 생물이 없는 것일까 하는 의문을 갖는 학자들도 있었다. 이러한 학자들의 생각을 뒷받침 해주듯 경골 생물 군집이 발견되어, 생물은 열수나 냉수 이외의 지역에도 살고 있다는 것을 알게 되었다. 이러한 심해생물은 고래의 뼈와 같은 대형의 유기물을 운반해주는 징검다리로서 심해라고 하는 광대한 사막을 건너가고 있다고 스미스 박사팀은 생각하고 있다. 그러나 이러한 생각이 맞는다면, 생물종의 군집조성은 심해저의 어느 곳에서도 같아야 하겠지만, 실재로는 그렇지 않다. 생물은 거대한 생물의 시체를 징검다리로 사용하고 있을지 모르겠지만, 그 각각의 장소에서 독자적으로 발전하여 집단을 형성하고 있는 것은 아닐까? 그리고 세균 등의 생물이나, 뼈나 주변의 퇴적물 등의 화학조성, 그 위에 해저의 물리화학조건 등의 영향으로 집단별로 특징을 이루고 있는 것이 아닐까?

이러한 생물군의 발생과정을 조사하기 위하여, 미리 심해에 고래뼈를 가라앉혀 놓는 계획이 일본에서 진행되고 있다. 이 뼈를 규칙적으로 관찰한다면 생물군집의 발생과정을 처음부터 알 수 있게 되리라 본다. 또한 심해생물의 생태에 대한 새로운 정보를 얻을 수 있으리라 생각된다.

4. 확대축에 있어서의 열수순환

대양의 중앙해령이나 배호분지의 지판 (plate) 확대축에서는 지구의 깊은 곳으로부터의 맨틀 (mantle) 물질이 상승하여 새로운 지각이 만들어진다. 막 생성되어진 지각은 확대축으로부터 떨어짐에 따라 냉각되어 수축되어지기 때문에 확대축과 평행하게 정단층과 파괴대가 다수 생긴다. 이러한 새로운 지각의 단층면이나 파열로부터 해수가 지하로 스며들어간다. 스며들어간 해수는 지구 안에 있는 고온의 마그마에 의해 가열되어져 열수 (熱水)로 된다. 열수의 온도는 최종적으로는 350~400 °C 정도에 달한다고 추정되어진다. 열수는 부력을 얻어 급격하게 상승하고 해저면 위에서 온천이 되어 격렬하게 뿜어 나온다. 이처럼 해저의 확대축 주변에서 마그마와 해수와의 상호작용에 의해서 일어나는 해수 (열수)의 대류운동을 [열수순환]이라고 한다. 확대축의 밑에는 폭이 수십 킬로미터의 마그마덩어리가 있어, 그 일부가 확대축의 바로 밑, 해저에서 수 킬로미터 정도의 깊이까지 침투해 들어온 것이라고 생각되어진다. 분출하는 열수는 주변의 차가운 해수와 급속하게 혼합되어져 냉각된다. 그때까지 열수중에 용존되어 있던 유화물은 용해도가 급격하게 저하됨에 따라 석출 (析出)되어지고, 검정 색의 연기가 뭉게뭉게 뿜어져 나온다 (Black smoker라고 불러짐). 유화물을 그다지 포함하고 있지 않은 열수는 투명한 상태이지만 주변의 해수와는 아주 큰 온도차가 있기 때문에 반드시 격렬한 물의 흔들림을 동반한다. 해저 열수계는 거의 예외 없이 *Calyptogena*와 *Vestimentifera* 등 대규모의 생물군집과 함께 한다. 태양광선이 없고 광합성에 의한 에너지 생산이 불가능한 심해저, 생물의 먹이가 될 듯한 유기물은 해양표면으로 부터 떨어져 내려온다. 이중 아주 적은 양만이 해저에 이르게 되기 때문에 이러한 막대한 양의 생물을 존속시키기 위해서는 아주 그것도 많이 부족하다. 해저열수활동이 발견되었을 당시 많은 생물학자가 고개를 가로로 설레설레 흔들었다. 그 의혹은 얼마 지나지 않아서 곧 해결되었다. *Calyptogena*나 *Vestimentifera*의 체내에는 특수한 박테리아가 공생하고 있었다. 이 박테리아에게는 열수에 포함되어 있는 유화수소나 메탄가스가 육상에서의 태양광선에 해당한다. 그들은 유화수소나 메탄가스를 섭취하여 광합성이 아닌 화학합성으로 에너지를 만들어내 자신들의 몸을 만들고 있었다.

5. 열수지역의 생물분포 및 생물상

처음 발견 이후 지금까지 생물학자들에 의해 태평양이나 대서양의 약 30개의 열수관련지역에서의 연구가 이루어지고 있고, 그러한 약 20년에 걸쳐 수십명의 생물학자들에 의해 이루어진 연구의 결과로써 만들어진 생물학적으로 중요한 열수지역의 목차가 Table 5-2 이다.

열수지역의 대표적인, 갈라파고스 (Galapagos, 21° N) 혹은 환 데 후카 (Juan de Fuca) 열수공을 전형으로 하는 주변의 생물분포 및 생물상에 대하여 개략적으로 살펴보면, 열수분출공에 접근함에 따라서 우선 넓은 의미의 집게류인 심해새우 (*Munidopsis* spp.), 말미잘, *Bathograea therydron*라 이름 붙여진 눈이 퇴화된 계, 그리고 *Alvinocaris lusca*라는 새우류 등 갑각류의 밀도가 서서히 높아져 간다. 그리고 다모류가 열수분출공 주변 10 m 정도 반경을 이루며 분포한다. 주변 수온보다 약 1 °C 높은 이 영역 안에는 살아있는 화석이라고 말할 수 있는 오래된 형태를 유지하고 있는 만각류 (*Neolepas zevinae*)등이 보고되어져 있다. 분출공의 근방 수 m에는 *Bathymodiolus thermophilus* ("mussels": 홍합과의 황갈색을 한 대형의 이매패류, Fig. 5-17), *Calyptogena magnifica* ("giant clams": 흰분말조개), 그리고 커다란 관 벌레가 침상용암의 틈 사이에 밀집하고 있다. 몸길이 2 m, 직경 3~5 cm에 달하는 이것은 1980년에 *Riftia pachyptila*라고 명명되어져, 더욱이 최근 Pogonophora의 이웃이라 할 수 있는 Vestimentifera라고 하는 새로운 동물문 (門)이 되었다 (Jones, 1985, Fig. 5-18). 이 생물은 황갈색의 관으로부터 아가미의 움직임을 갖는 헤모글로빈을 다량으로 포함한 선홍색을 한 허모양의 구조를 수중으로 내 놓고 있다. 이 관의 위에는 역시 진화사적으로 오래된 형질을 갖는 *Neomphalus*속의 소형권패류가 떼를 지어 있고, 가끔 *Thermarces*속의 어류가 나타났다 사라졌다 한다. 이들 대형생물은 주로 육식성으로 주로 관 벌레 (*Riftia*)의 선단부를 섭식하고 있지만 생명을 위협할 만큼의 결정적인 상처를 입히는 것 같지는 않다. 근방의 해수온도는 약 10 °C 전후이다. 30 °C이상의 고온인 굴뚝 (chimney)의 표면에도 갯지렁이 (Polychaeta)의 일종인 *Alvinella pompejana*나 *Paralvinella*가 서식하고 있다. 또한 이 고온의 분출공의 위라고 할

수 있는 곳에는 포식자가 있어, *Cyanograea praedator*라고 하는 게가 이들 다모류를 섭식하고 있다.

열수의 분출형태는 장소에 따라 다르고 300 °C 이상, 때로는 420 °C라고 하는 갈색의 고온수가, Black smoker (금속 유화물을 주성분으로 함)에서 뿜어져 나오는 것, 예를 들면 환 대 후카형이 그 전형으로 들 수 있는데 물론 바로 옆에는 200 °C 전후의 하얀 온수가 White smoker (유산염 및 실리카를 주성분으로 한다)에서 아지랑이를 형성하며 흘러나오는 것도 있다. 전형적인 갈라파고스형의 열수분출은 바위의 틈새에서 15~20 °C의 백탁의 온수가 뿜어 나오는 형이다. 마리아나 해분은 투명 혹은 조금 백탁한 290 °C 이하의 분출이 주류를 이룬다. 그러나 장소에 따라서는 굴뚝 (chimney)이 죽 늘어서 있는 곳, 흐물흐물 파쇄된 광물슬랩 (slab) 사이에서 산발적으로 끓어 나오는 것 등도 있다. 이러한 것은 열수지대의 윤회나 천이를 생각해보게 한다. 굴뚝 혹은 분출공 자체가 온천수로부터의 석출 (析出)물이고 언젠가는 스스로 분출공을 막아버리는 운명이기에, 예를 들면 ^{210}Pb 법으로 보면 1개의 열린 분출공이 기껏해야 수십년 이내라고 판단되어진다 (Laubier and Desbruyeres, 1985). 지질학적으로도 단명 및 불안정한 환경이라고 볼 수 있겠다. 분출공에 특이적으로 군 (群)을 이루고 있는 *Calyptogena* 나 *Bathymodiolus*가 거의 25년 정도로 굴뚝과 거의 같은 수명을 가지고 있다는 것 (Turekian et al., 1983; Rhods et al., 1981; Roux et al., 1985)은 이를 뒷받침한다고 이야기 할 수 있겠다. 이들이 전형적인 확대축의 열수분출공이기는 하지만 전형적인 것으로부터 벗어난 것으로써 퇴적물 피복형 확대축인 캘리포니아만 내의 가이마스해분이 있다 (Lonsdale, 1984). 이곳은 표층 약 10 m가 기름과 유화물, 타르크, 중정석 (重晶石)이 섞여있는 맥 (vein)이 뻗어있는 뿔 층으로 그 밑은 피스톤 크어의 안쪽 통을 녹여버릴 수 있을 정도의 고온의 층이 있다. 이것은 만 안에서, 1000년당 수미터의 퇴적속도가 수 100 m의 두께로 확대축의 열린 입구를 덮어버린 것이 아닌가 생각되어지는 것으로써, 400 °C 정도의 열수도 수 100 m의 퇴적물 안을 통과해서 해저면에 도달하지 않으면 안 된다. 이러한 동안 표층으로부터 유래되어진, 혹은 육지기원의 유기물을 화석화하고 유화수소와 탄화수소가 혼합된 고약한 냄새가 나는 이러한 것들을

물로써 분출하게된다. 거기에서 보이는 생물군집과 모습은 일본의 하쓰시마(初島)나 텐류해저곡의 것들과 비슷한 모습으로 *Calypptogena*류나 *Escarpia spicata*라고 하는 *vestimentifera*의 일종이 퇴적물에 묻혀져 있기도 하고, 딱딱하게 굳어져 있지 않은 작은 언덕 위에 밀집되어 있기도 하였다. 또한 홍해의 열수지대는 아주 폐쇄된 지형에 고온수 및 중금속이 아주 다량으로 나타나 무생물지대로 되어 버렸다.

심해에서 열수분출공이 존재하는 일반적인 입지조건으로서는 대양저 확대축(일반적으로는 확대속도가 크고, 마그마가 고여있는 얇은 확대축)과 hot spot형의 해저화산열을 들 수 있다. 해저면 지각의 갈라진 틈으로부터 침입하여, 순환cell 안에서 O_2 , Mg, SO_4 를 잃어버린 해수는 한편으로 중금속이나 실리카, 유화수소, 메탄, 희소가스등을 통상의 해수에 섞어 수 단계 이상의 농도로 희석하여 다시 해저면 으로 방출한다. 거기에서 저층수에 의해 급속히 냉각되어져 해수와 의 혼합 및 희석에 의해 주변에는 유화광물이나, 점토광물, 혹은 비 결정질의 알미노규산염, 수산화물로부터 되는 퇴적물이 형성되어진다. 그러나, 부근에는 이들 석출된 물질이외에는 표층유래의 퇴적물을 거의 갖고있지 않는 것이 중앙해령형의 분출공의 일반적인 모습이다. 환경조건 중에서도 생물학적으로 특별히 기재하여야 할 것은 높은 온도차와 분출수의 화학조성이다. 분출형태와 희석의 정도에서 많은 변화가 있지만 주변 저층수온 약 2 °C에 비교해 분출공의 입구에 사는 생물은 높은 온도와 커다란 온도차에 직면한다. 가시적인 생물이 무엇보다 고 밀도로 살고있는 온도환경은 2~20 °C이다. 그 중에는 150 °C이상의 고온도의 환경에서만 살고있는 미생물도 보고되고 있다 (Baross and Deming, 1983, 1985). 또 black smoker에 관을 부착시켜 밀집하는 갯지렁이의 하나인 *Alvinella pompejana*의 경우 몸의 노출부에서는 20~30 °C. 관이 응집되어진 곳에 온도 센서(sensor)를 12 cm투입시킨 곳에서는 100 °C를 넘고, 20 cm투입한 곳에서는 250 °C가 기록되었다. 또, 역으로 생물이 밀집되어 있다는 그 자체가 온도를 포함해 뽀어 나오는 해수의 화학적 조성의 재빠른 확산, 희석을 방지하고 있다는 사태에도 주목할 필요가 있다.

최근까지 연구되어진 생물학적 결론을 살펴보면, 서식생물의 연구가 진행됨에

따라, 여러 생물학자들에 의해 태평양이나 대서양의 약 30개의 열수관련지역에서 서식생물의 목차가 만들어져 왔다. Newman (1985)에 의해 85종, Tunnicliffe (1991)에 의해 236종, Desbruyeres and Segonzac (1997)이 그림과 함께 최근까지의 목록을 발표하는 등 활발한 연구결과가 배출되고 있다. 이를 Tunnicliffe (1998)가 모두 집대성하여 가장 최근의 연구목록을 만들어 443종에 이르는 종 목록을 발표하였다 (Table 5-3). 이와 더불어 이동성이 낮은 무척추동물뿐 아니라 이동성이 강하며, 그 지역에 자주 출현하는 낙지류와 어류의 종 목록도 발표하였다 (Table 5-4). 또한 앞과 같은 많은 종의 출현에도 불구하고, 세 개의 문 (Phylum)에 속하는 생물들이 전체의 90%를 넘는 서식비율을 차지하고 있음을 보여주었다 (Fig. 5-4, Van Dover, 1990; Tunnicliffe, 1992). Fig. 5-5는 이러한 출현 서식생물을 문 (Phylum)단위로 지역에 따라 비교한 그림이다. 한편, 이러한 열수성 생물은 세계적으로 아주 넓은 지역에 분포하고 있음에 불구하고, 그 종수는 그것에 비해 많다고 이야기 할 수 없다. 한 열수지역에서 발견되는 모든 종의 약 75%를 차지하고 있으며, 4개의 대표되는 지역 즉 Galapagos, nEPR sites and Guaymas Basin에서 대다수를 차지한다. *Copidognathus papillatus*는 4개의 지역에서, limpet인 *Lepetodrilus elevatus*는 5개의 지역에서 발견되어지는데 이에 비해 polychaete인 *Amphisamytha galapagensis*는 대서양을 제외한 모든 열수지역에서 발견되어진다. 속 (Genus)단위로 보더라도 한 지역에서 전체의 약 40%를 차지하고 있다 (Fig. 5-6). 열수지역에서 알려진 대표적인 생물인 복족류 (gastropods)를 과 (Family)단위로 표현하면, 복족류는 열수지역 등에 아주 넓은 범위로 고르게 분포하고 있다 (Fig. 5-7). Provannidae의 경우는 냉수용출대나 고래뼈에서도 발견되어지는 그룹이다. 전체적으로, 440종을 윗도는 열수지역에서 발견되어진 생물들과 냉용수, 고래뼈에서의 발견 생물들과의 관계를 보면, 10종의 냉용수생물과 5종의 고래뼈 생물들이 서로 겹쳐진다 (Fig. 5-8). 최근 발표된 자료에 따르면 최소한 2종이 서로 다른 이 세 환경에서 모두 발견되어진다고 알려졌다. 즉 vestimentifera인 *Escarpia spicata* (Feldman et al., 1998)과 복족류 (gastropoda)인 *Pyropelta corymba* (A. Waren, pers. comm.)가 이들이다. 앞으로의 계속되는 탐사, 즉 고래뼈에서의 많은 탐사는 이러한 공통 종의 수를 늘리게 될 것이라 생각된다 (Smith et al., 1998).

6. 특이한 열수분출공 생태계

열수분출공 생물군집의 특이성에 대하여 우선 지적할 수 있는 것은 예상외의 높은 서식밀도와 현존량이다. 거의 같은 수심의 대양저에는 저서생물의 현존습중량이 기껏해야 1 g/m^2 정도의 값인데 비해, 여기에서는 우점하는 동물의 습중량만도 15 kg/m^2 이 넘는다 (Laubier and Desbruyeres, 1985; Ohta and Laubier, 1987). 열수분출공 생물군집의 발견당시에는 표층에서 유래된 유기물이 해류에 의해서 분출공 부근에 모여져 이곳 생물군집을 유지하고 있는 것이 아닐까 하는 가설도 있었지만 (Lonsdale, 1977), 화학합성을 하는 세균의 발견이나, 이들 세균과 대형생물의 공생이 발견되는 것으로 보아 이곳 생물군집의 원동력이 분출수에 포함된 화합물을 화학 합성하는 세균에 의한 것이라는 생각을 하게 되었다 (Childress *et al.*, 1987).

갈라파고스의 경우, 바위의 갈라진 틈으로부터 뿜어 올라오는 온천수는 유백색을하고 있는데, 이는 유화수소, 금속유화물 외에도 화학합성을 하는 세균이 섞였기 때문이다 (Jannasch and Mottl, 1985). 분출공 주변의 바위나 조개의 표면 등에도 세균이 붙어있다. 심해산 홍합류나 말미잘류, 만각류 등과 같은 현탁식자는 세균을 농축하여 소화하는 것만으로도 생활할 수 있고, 소형권패류는 기질표면의 미생물을 먹는 것만으로도 생활할 수 있다. 이들 기관의 소화관은 퇴화되어 있지 않다. 생물체의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 나 $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ (Rau, 1985; Saino and Ohta, 1987), 혹은 유황 (Fry *et al.*, 1983; Sakai *et al.*, 1987) 등의 안정동위체 비로 식물연쇄나 영양단계를 추적하는 연구로부터 이곳의 많은 동물이 화학합성세균의 특징적인 안정동위체비에 가까운 값을 갖는다는 것도 밝혀져 있다. Galapagos pogonophora인 *Riftia pachyptila*를 시작으로 *Vestimentifera*에 분류되어진 것은 몸 형태의 일반적인 비슷함에 더해 최소한 성체에 소화기관계가 보이지 않는 것이었다. 이 정도의 거대한 동물체가 및 촉수로부터의 직접영양흡수만으로 유지되어진다고는 생각되어지지 않는다. 그러나 몸길이의 약 70%를 차지하고 혈관계가 발달하는 후체 (영양체, trophosome)에는 유황입자가 보이는 것, 투과전자현미경의 관찰에 의해서 세포 내에 원핵세포상이 충만하여 있는 것, 그 위에 화학합성세균에 특징적인

효소계 (calvin-benson cycle형의 이산화탄소 고정 효소계, 유황 및 질소cycle 효소계)의 증명되어진 것 등을 종합하여 유화수소산화형의 화학합성독립영양세균을 체내에 공생시키고 있다는 것이 확실하게 되었다 (Felbeck *et al.*, 1985; Kim and Ohta, 1991). 같은 연구가 Galapagos *Calyptogena* (흰분말조개)에 대해서도 행하여져 아가미 조직 세포 내에 공생하는 것이 확실하게 밝혀졌다 (Felbeck *et al.*, 1981, 1985; Cavanaugh, 1983). 조개의 몸 조직의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 비는 세균의 값과 잘 대응하고 양자간에 유기물이 왕래하는 것이 명백하다. 생각한대로 이 이매패에서는 siphon이나 소화관이 퇴화되어있어 공생세균에 의한 에너지 섭취에 의존하고 있다는 것이 증명되어졌다 (Felbeck *et al.*, 1985). 이들 양방의 동물에는 공통적으로 혈관계가 발달하고 다량의 헤모글로빈을 갖고 있다. 세균의 화학적 유기물 생합성에 필요한 이산화탄소, 질소화합물은 주로 숙주가 공급한다고 하더라도 공생세균에 대해서 에너지원인 분출수로부터의 유화수소와 저층수로부터의 질소를 공급하지 않으면 아니 된다. 그러나 여기에 커다란 모순이 생긴다. 유화수소는 쉽게 헤모글로빈과 안정하게 결합하고 또한 세포호흡 수준에서도 호흡효소 cytochromC의 발성을 저해하는 유해물질이다. 그러나 갈라파고스 *Vestimentifera*에서는 헤모글로빈 자신이 유화수소와 산소에 대한 특이적인 결합부위를 갖는 것 (Arp and Childress, 1981; Felbeck *et al.*, 1985; Childress *et al.*, 1987), 갈라파고스 *Calyptogena*에 대해서는 혈액중에 유화수소 전용의 운반자-고분자 단백질이 증명되어 (Felbeck *et al.*, 1985; Childress *et al.*, 1987), 이들이 혈액중에 있어서 유화수소를 담당하여 또, 독성의 발휘를 저지하는 것으로 생각되어진다. 또 열수분출공 주변에 많은 갑각류는 체표를 통과하여 침입해오는 유화수소를 재빠르게 유산으로 바꾸어 해독하고 유화수소환경에서도 당당하게 고위포식자의 지위를 차지하고 있다 (Childress *et al.*, 1987; Ohta and Kim, 1992).

7. 특수한 환경으로의 적응

열수생물군집의 특징으로써 분출공주변이라는 국지 (局地)성이 있다. 태양복사에너지에 의존하지 않으며 생물에너지의 획득이 가능하고, 높은 생물생산이 보장되어진다고 하는. 한편으로는 패러다이스 혹은 오아시스적인 환경임과 동시에, 독가스가 충만하고 커다란 온도차이에 대한 적응이 요청되어지는 곳이기도 하다. 그리고, 개개의 분출공 자신의 운명은 지구 역사적인 시간으로 보면 아주 단명이라는 것은 거기에 사는 생물을 엄격하게 한정시킨다 하겠다. 예를 들면 활발하게 열수활동이 일어나는 그 근처에서는 일반적으로 해삼 등의 극피동물이 살지 않는 것이 일반적이다. 극피동물은 심해에 무엇보다 우점하는 생물군이기는 하지만 그룹 전체로써 해수의 화학조성에 아주 민감 혹은 보수적 (허용성이 좁다)이다. 이들 생물이 출현하는 장소는 현재 열수분출활동이 정지되어 있던가 혹은 존재한 적이 없었다는 것의 지표가 될 수 있을 것이다. 잠수정이나 해저사진촬영에서 활동을 정지한 분출공이나 열수분출생물의 유해의 퇴적이 가끔 관찰되어진다. 또, 살아있는 조개의 성장분석에서도 성장속도에 변동이 보이고 (Roux *et al.*, 1985), 수년 뒤의 같은 지점의 잠향으로부터 이전에 탁월하게 서식하고 있던 꽃입술관벌레 (*Vestimentifera*)나 흰분말조개 (*Calyptogena*)류가 소멸하고, 거의 *Bathymodiolus*로 바뀌어져 있는 예가 있었다 (Laubier and Desbruyeres, 1985; Hessler *et al.*, 1985). 즉 열수분출공은 아주 불안정한 환경이라고 볼 수 있겠다. 분출공의 운명과 생물의 수명이 거의 같은 단위라고 잡아본다면 생물의 자손은 다음 장소를 개척하지 않으면 아니 된다. 하나의 분출공으로부터 근처의 분출공까지가 같은 열수지대 이라면 수 10 m의 이동으로 가능할 지도 모른다. 유영, 이동능력을 갖는 성체 (成体)의 생물이라면 이것은 간단하다. 그러나 같은 열수지역 내에서도 수 km, 근처의 마그마분출의 열수지대까지 40-50 km라는 단위가 되면 (Macdonald, 1982; Macdonald *et al.*, 1986), 열수분출공생물의 대부분이 정좌성 (正座性), 고착성 (固着性)의 저서생물이라는 것으로부터 그 유생의 분산방식과 이입 (移入)의 기구가 문제가 된다. *Vestimentifera*와 *Calyptogena*가 약 300 μ m라고 하는 조금 크다고 할 수

있는 난황란을 소수 갖는 것에 비해 *Bathymodiolus*에서는 소형의 부유유생을 대량으로 방출한다고 추측되어진다 (Berg, 1985). 이들은 한편으로는 상반되어 있지만, 둘 다 목적에 맞는 번식전략이다. 한편, 관 안에서 유생을 보육시키고, 유생의 분산의 면에 있어서도 무엇보다 불리하다고 생각되어지는 열수성의 다모류 *Alvinella*, *Paralvinella*는 동태평양해령의 위에서 만도 2,400해리이상에 걸쳐서의 지리적 분포를 나타내고, 해석이 어려운 상태이다 (Laubier and Desbruyeres, 1985).

1987년 5월의 마리아나 배호분지의 조사에서는 동태평양 해령형과는 다른 양상을 나타내는 생물군집이 발견되었다. 특히 생태학적으로 무엇보다 우점하고 아가미 안에 공생세균을 공생시켜 열수분출공 유래의 유화수소 혹은 메탄을 이용하는 것이 권패류였다는 것은 커다란 놀라움이었다 (Hessler and Ohta, 1988; Stein *et al.*, 1988). 동태평양 해령에서 서쪽으로 직선거리로 12,000 km나 떨어진 해저라 한다면 생물조성의 차이는 이해될 수 있을 것이다. 그러나 우리들을 무엇보다 즐겁게 하고 또한 당혹시켰던 것은 최소한 공통의 Genus라고 생각되어지는 동물이 출현한 것이었다. 예를 들면 갯지렁이의 *Paralvinella*나, 눈이먼 게 *Bathograea*, 심해 mussel류인 *Bathymodiolus*는 동태평양 해령의 것과 열핏보면 구별이 되지 않을 정도로 비슷하다. 게다가 열수분출공에 무리를 지어 있는 새우 *Rimicaris*는, 동태평양 해령의 것이라 하기보다는 오히려 대서양 중앙해령의 TAG 측점 혹은 23° N 에서 발견되는 것과 비슷하다. 현재 활동중의 중앙해령이나 배호분지를 연결하기에는 아직 조사지점 등 미흡한 점이 많지만 가능한 한 빠른 장래 열수지대의 지질학적 역사와 생물지리학적인 연구의 차후 결과를 기대해본다. 이러한 중앙해령형대양저 확대축의 중추곡 (谷)을 따른 열수분출공 생물군집 이 외에도 마리아나나 마누스해분과 같은 배호분지 및 소형지판 (micro plate)형의 rift계에서도 그 존재가 계속 발견되어지고 있고 (Hessler and Ohta, 1988; Stein *et al.*, 1988; Both *et al.*, 1986), 그 위에 같은 판구조론적 환경인 일본 島孤연변부의 삼입대 (帶)의 용수환경 (Ohta and laubier, 1987; Hashimoto *et al.*, 1987; Hashimoto *et al.*, 1988)을 덧붙인다면 tectonics로써 유지되고 있는 심해생물군집의 지구생태계, 지구규모에서의

물질수지로의 기여는 그리 작은 것이 아니라고 이야기 할 수 있을 것이다 (Ohta, 1987). 그 위에 지하에서 용출하는 물질에 유지되고 있는 생물군집이라는 의미에서는 대서양형의 대륙연변부와 같은 대양저의 발산이나 수렴이 일어나지 않는 지역에 있어서도 땅의 미끄러짐에 의한 turbidite층에서부터 중력적으로 쥐어져 짜 나오는 냉용수에 의해 유지되어지는 생물군집이 발견되어졌다. 같은 모습의 현상은 천해의 온천지대, 석유나 천연가스의 침출지대, 내해, 협만 (狹灣), mangrove지대, 고인위오염지역 등의 과다한 유기물의 축적이 이루어지기 쉬운 환원적인 환경에서도 넓게 발견되고 있다. 즉, 생물학적으로는 열수환경만을 특별히 할 이유는 없다 할 수 있겠다. 용수생물군집의 진화사에 대해서는 백악기의 열수광휴에서 *Vestimentifera*와 화석이 발견되어졌다는 것 외에 (Haymon *et al.*, 1984)는 아직 정보가 적고 그것을 이야기하는 것은 시기상조일지도 모른다. 열수지대에는 원시적인 생물이 잔존하고 있는 것은 아닌가 하는 의문이 있는데, 그 의문 그대로 만각류나 패류에는 형태적으로 오래된 [살아있는 화석]도 보고되고 있다 (Newman, 1979; Mclean, 1981; Hessler and Ohta, 1988). 그러나, 최소한 잠수정으로부터 관찰되어지는 대형생물은 분출수와 주변저층수와의 경계면에서만나 미생물 유래의 유기물을 주변산소로써 호기적으로 산화대사하는 것 들 뿐이다. 환원적 환경에서 혐기적으로 생활하는 생물만이 원시적이라고 한다면 대답은 '아니다'이다. 그러나 이들 생물군집이 사는 환경이 고대의 해양환경과 연결되는 부분이 있다는 것은 충분히 예상 할 수 있겠다.

최근의 실내실험을 기반으로 유기물이나 생물기원 물질이 현재의 열수분출공 환경에서 충분히 생성되어지리라는 지적이 있어, 주목을 일으키고 있다. (Ynanagigawa, 1988). 만일 지금도 열수분출공 현장에서 계속 생성되어지는 전(前)생명물질이 기법적으로 분별, 정량 가능하다고 한다면 해양생태학자, 지구화학자는 그 의의의 해석과 심해생태계의 물질, 에너지 수지로의 평가를 위한 앞으로의 연구가 필요할 것이다.

8. 우점종 이대패 *Calyptogena* sp.

열수분출공지역에 우점하고 있는 편분말조개 (*Calyptogena* sp.)에 대해선 앞에서 설명하였지만, 냉용수분출지역에 무엇보다 우점하는 이들 그룹의 생존전략은 다소 차이가 있다. 이를 살펴보면, 조그만 *Calyptogena* sp.와 커다란 *Calyptogena* sp.가 같은 colony안에 공존하고 있을 때, 전자는 몸을 깊게 묻고, 후자는 몸을 가능한 한 밖으로 내밀고 있다. 이러한 이유는 무엇일까? *Calyptogena* sp.의 체내에는 화학합성세균이 빈틈없이 공생하고 있다. 이 세균은 냉용수에 포함되어져 있는 유화수소 (H_2S)를 이용하여 화학합성을 하여 유기물질을 합성한다. 유화수소는 냉용수 안에 포함되어 있지만 산소와 만나면 금방 산화되어 유산이온 (SO_4^{2-})으로 변해버린다. 그렇게 되면 더 이상 세균에는 도움이 안 된다. 해저퇴적물과 접하는 해수 중에는 산소가 포함되어 있기 때문에 해저퇴적물의 가장 표층에는 이 산소가 들어가 있다. 즉, 퇴적물층의 유화수소는 어느 깊이 이하에만 존재한다.

Calyptogena sp.로써는 화학합성세균을 활동하게 하기 위하여 유화수소가 존재하는 깊이까지 발을 뻗어 유화수소를 섭취하려고 한다. 소형의 *Calyptogena* sp.는 있는 힘껏 몸을 파묻혀 발을 뻗지 않으면 유화수소에 이르지 않는다. 이것에 비해, 대형의 *Calyptogena* sp.는 여유가 있기 때문에 깊이 들어갈 필요가 없다. 일본의 해양과학기술센터橋本박사는 *Calyptogena* sp. colony내의 퇴적물층의 유화수소를 상세하게 측정하여 이것을 확인하였다. 그렇다면 유화수소는 대체 어디로부터 오는 것일까? 일본 나고야대학 대기수권화학연구소의 増澤敏行 조교수는 냉용수중에 대량으로 포함되어 있는 메탄가스가 위로부터 침투해 들어온 해수층의 유산이온과 반응하면 유산이 환원되어 유화수소가 된다는 것을 밝혀냈다 (Fig. 5-9).

9. 열수지역의 꽃 Vestimentifera

열수지역의 대표 생물인 꽃입술관벌레 (*Vestimentifera*)를 살펴보자. 꽃입술관벌레 (tube worm)가 세계에서 가장 처음 발견되어진 것은, 갈라파고스에서의 발견보다 10년이상 빠른 1966년의 일이다. 아메리카의 해군인 에릭박사는 잠수조사선 'deepster 400'에 탑승, 멕시코 국경 근처인 샌디에고의 급격한 암반층에서의 잠행도중, 그 암반의 수심 1,125 m 지점에서, 가늘고 긴 관같은 벌레가 서로 엉켜 밀집해서 서식하고 있는 것을 발견하여 채집하였다. 관은 약 직경 1 cm, 길이 60 cm 정도로, 해저에서는 벌레의 앞부분이 관으로부터 나와있어, 충격을 주면 관속으로 숨어 들어가는 현상을 보았다. 이것이 세계에서 처음으로 유수동물에 속하는 신종의 생물로써 기재되어진 tube worm이다. 유수동물은 polychaeta나 Oligochaeta 등의 환형동물과 가깝지만 명료한 체절이 없이 소화기관이 완전히 없어져버린 특징을 갖는 생물그룹이다. 발견자인 에릭박사에 의해 이 tube worm은 '*lamelibranchia balami*' 라는 학명이 붙여졌다. 꽃입술관벌레는 열수나 냉수지역 양쪽에서 산소 혹은 용존유화수소로 이루어진 환경에 상관없이 서식하고 있다. 세계중의 심해의 조사가 진행되어 지금까지 vent지역에서 8속, 10종이 발견되어졌다. 이중 8종은 열수지역이고 2종은 냉용수지역에서의 발견이다. 꽃입술관벌레는 한 vent지역에서 지금까지 발견된 7개과 중 5개 과, 8개속 중 6개속, 10개종 중 8개가 발견되어져 한 지역에서의 고유종으로써의 높은 값을 나타냈고 (Tunnicliff, 1998), 수심 300-3300 m의 해저온천지대에 서식하고 있다 (Fig. 5-10). 대서양의 스페인앞바다에서 쿡을 선적인 침물선으로부터 채집된 예도 있다 (이것은 쿡류가 분해될 적에 유화수소를 발생 시키기 때문에, 심해온천과 비슷한 환경이다).

활동적인 지판 (Plate)의 경계에는 화산성의 가스를 포함한 열수나 냉수가 해저에서 뿜어 올라오는 장소가 있다. 이러한 열수분출공이나 냉수용출대에는 꽃입술관벌레를 시작으로 흰색분말조개, 새우, 게 등 고밀도의 생물군집이 형성되어 있다. 해부학적으로 보면 꽃입술관벌레는 기본적으로 단순한 긴 관모양의 형태로써 입도 소화관도 없다. 자신의 분비물로부터 긴 관을 만들고 그 안에 살고

있다. 몸의 앞부분에는 빨간색을 띤 아가미가 있고, 그 밑에는 환상의 근육이 있다. 이 근육이 관 안에서 몸을 고정하는 역할을 하고 있다. 남은 부분은 내장을 둘러싼 부분 (영양체)으로, 거기에는 혈관이나 생식샘 등이 있는 것 외에도 화학합성세균이 내부공생하고 있다.

꽃입술관벌레 (tube worm)의 성체는 입도 소화관도 없는 이상한 생물이다. 몸의 앞부분에는 아가미가 있고, 그 밑에는 근육질의 부위가 있다. 남은 부분은 영양체라고 하는 딱힌 봉투모양의 것이 있다. 그리고 영양체 안에는 혈관계와 생식샘이 있어, 물로부터의 분비물에 의해 만들어진 서관 안에 들어가 살고 있다. 입도 소화관도 없는 tube worm은 어떻게 해서 살고 있을까? 유화수소와 같은 유독물질이 많은 장소에서 어떻게 살아갈 수 있는 것일까? 일반적인 심해역에서는 생각할 수 없을 정도의 높은 밀도가 어떻게 가능한 것인가? 이러한 의문이 있을 수밖에 없는데, 그 비밀은 아주 잘 발달한 혈액 및 몸의 거의 전부를 차지하는 영양체에 있었다. 꽃입술관벌레의 서식장소 주변의 해수중에는 유화수소 등의 저분자화합물이 많이 포함되어있다. 이들 화합물이 산화되면 화학에너지를 방출한다. 이 화학에너지를 태양에너지 대신에 사용하여, 탄산고정 (이산화탄소를 생물이 영양으로서 이용 가능한 유기물로 변환하는 것)하는 화학합성세균이 해저온천 주변에는 많이 서식하고 있다. 이러한 세균은 꽃입술관벌레나 흰분말조개 등으로부터 이루어지는 생물군집의 기초 생산자로 되어, 태양 에너지에 거의 의존하지 않는 특이한 생태계를 구성하고 있음이 밝혀졌다.

꽃입술관벌레는 화학합성세균을 체내에 공생시키고 있었다. 즉 꽃입술관벌레는 화학합성세균을 위해 아가미로부터 이산화탄소나 유화수소를 흡수하고, 세균은 그들을 이용하여 탄산고정을 행하여, 그 산물인 유기물을 꽃입술관벌레에게 제공하고 있었다. 그러한 이유로 꽃입술관벌레는, 식물이나 다른 동물을 섭식하지 않고서도 생명을 유지 할 수 있었다. 또 유화수소 등의 저분자화합물은 해저온천으로부터 다량으로 공급되기 때문에 꽃입술관벌레는 아주 높은 밀도로 서식하고 있어도 영양분의 섭취가 곤란하지 않다.

유화수소는 인간이나 새 등의 일반적인 동물에 있어서 유독하다. 그것은 본래, 산소와 결합하는 혈액중의 헤모글로빈이 유화수소와 결합하기 위해 산소를 운반할

수 없게되고, 호흡이 곤란해지기 때문이다. 꽃입술관벌레는 사진으로부터도 알 수 있듯이, 아가미가 새빨간 색을 띄고 있다. 이것은 꽃입술관벌레의 혈액에 헤모글로빈이 포함되어 있다는 것을 의미한다. 그러나 이 헤모글로빈은 다른 동물의 것과는 달리, 산소와 유화수소 양쪽과 동시에 결합이 가능하다. 그렇기 때문에 유화수소가 많은 환경이라 하더라도, 산소호흡이 저해되는 경우는 없다고 할 수 있겠다.

꽃입술관벌레는 당초, 유수동물이나 환형동물에 속하는 동물로써 분류되어졌다. 그러나 1985년에 꽃입술관벌레의 각 기관의 배치나 몸의 형성, 영양섭취 방식이 아주 단순하다는 것으로부터 유수동물이나 환형동물과 병행되는 동물분류수준으로 독립시켜야 한다는 논문이 발표되었다. 그 후 꽃입술관벌레의 헤모글로빈 분자구조나 DNA (deoxyribonucleic acid)해석에 의해, 다시 환형동물에 포함시켜야 한다는 의견이 유력시되었다. 그러나 비교대상으로써 중요하게 무시해져서, 아직까지도 같은 분석이 이루어지지 않고 있다. 또 꽃입술관벌레가 지금까지 심해 이외에서는 알려져 있지 않았기 때문에 계통분류학상 중요하다고 할 수 있는 초기발생에 관한 연구 예가 없다. 이처럼 꽃입술관벌레의 분류는 아직까지도 확정되어지지 않고, 지금부터도 논의가 계속 되어질 전망이다. 이러한 상황하에 1993년 2월, 카고시마의 천해에 서식하는 꽃입술관벌레가 발견되어 졌다는 좋은 소식이 들려왔다.

카고시마만의 만 안쪽 수심 200 m정도의 평탄한 곳으로 아직도 화산활동의 여파로 해저에서 가스가 분출하고 있는 장소가 있다. 이곳은 날씨가 좋은 날에는 해수면에서도 밑에서부터 올라오는 거품이 보일 정도로 분출활동이 활발하게 이루어지는 곳이다. 이렇게 '끓어오르는' 현상에 대하여 연구가 처음 시작된 것은 약 20년 전 부터 이다. 1973년에 카고시마만 만 안쪽에서 수은오염 어류가 발견되고, 그 오염원을 규명하기 위하여 환경청, 카고시마현, 카고시마대학, 동경공업대학 등에 의한 조사가 시작되었다. 그 조사의 일환으로써 1977년에는 소형 잠수정 [하쿠요우]에 의한 잠항조사가 이루어졌다. 이 조사에서 처음으로 해저의 분기현상이 직접 인간의 눈으로 확인되었다. 그 조사 결과 해저에서는 가스와 함께 열수가 분출하고 있었고, 가스의 주성분은 이산화탄소였고 그 외에

메탄, 질소, 유화수소, 수소등을 비교적 많이 포함하고 있는 화산성 가스로, 열수의 온도는 200 ℃를 넘는 경우가 있음을 알게 되었다. 이 시기의 카고시마현의 보고서에 선명하지는 않았지만 꽃입술관벌레 같은 형태의 생물의 사진이 있었다. 수심이 낮다는 차이는 있지만 이 주변의 환경은 열수분출 공생물군집이나 냉수용출대 생물군집의 서식환경과 아주 비슷하다. 그것으로부터 1990년 해양과학기술센터를 중심으로 카고시마대학, 타마가와대학, 동경공업대학등이 협력하여 이 주변의 조사를 재개하였다. 1993년 2월 4일 수심 약 90 m 의 장소에서 꽃입술관벌레를 찾아내어 시료를 채취하는데 성공하였다. 이로써 심해생물로서의 꽃입술관벌레라는 생각이 바뀌어지게 되었다. 이 조사와 채집을 반복하여 수심 82-110 m의 지점에서 약 100개체의 꽃입술관벌레의 시료를 채취하였다. 1993년 9월 무인잠수기인 [Dolphin 3K]에 의한 조사에서 확인된 결과 이 꽃입술관벌레는 아주 높은 밀도로 서식하고 있었고 1 평방미터당 300개체 이상의 서식을 보여주고 있음을 확인하였다. 이 꽃입술관벌레는 Lamellibranchia속의 한 종으로, [사즈마꽃입술관벌레]라고 이름 지어졌다.

사즈마꽃입술관벌레는 미국의 샌디에고의 *Lamellibrachia barhami* 와 아주 비슷하지만, 같은종인가 아닌가에 대한 판정은 아주 어렵다. 형태적인 정보외 유전적인 정보를 기다릴 수 밖에 없다. 동일종이든 근연종이든 태평양의 양쪽에 분포하고 있다는 것은 생물지리학적이나 생태학적관점으로부터도 흥미 깊은 일이라 할 수 있다. 지금까지의 꽃입술관벌레는 심해에서만 발견되어졌기 때문에 사즈마꽃입술관벌레가 카고시마만의 가까운 심해저로부터 올라왔었을 수도 있다. 꽃입술관벌레의 성체는 바위 등에 고착하여, 이동하기는 어려움기 때문에 생각할 수 있는 것은 유생시에 분산하여 이동되어졌을 가능성이 있다. 혹은 사즈마꽃입술관벌레같은 천해종의 꽃입술관벌레가 태고의 바다에는 많이 서식하고 있었을지도 모른다. 이들의 생활사가 밝혀지지 않은 현재로써는 추정외 영역에 머무를 수밖에 없는 부분이 많이 있다. 꽃입술관벌레가 자웅이체라는 것은 밝혀져 있다. 그러나 언제, 어떻게 산란과 수정을 하고 어떠한 유생시기를 보내는지, 어떻게 해서 거대한 군체를 형성하는지 등에 대해선 알려져 있지 않다. 또 체내에 공생하는 세균과는 언제 만나는지, 독가스가 많은 장소에 서식한다고는 하지만

다른 생물의 먹이생물은 되지 않는가? 등 밝혀야 할 것이 너무 많다고 할 수 있다. 이러한 연구의 일환으로 일본의 해양과학기술센터 심해연구부에서는 이 꽃입술관벌레를 수조에 사육 시키는 데에 성공하여 지금도 사육을 하고 있다 (Fig. 5-19). 또한 동경대학 해양연구소에서도 이에 대한 생리, 생태를 연구 중에 있어 차후 그 결과가 주목되어진다. 또한 열수지역에서의 전체 생물을 대상으로 종분화의 진행이나 역제에 대한 열수분출지역의 상태와 그 외의 여러 요인들과의 상관관계에 대한 연구도 진행되고 있다 (Fig. 5-11).

10. 생명의 기원, 열수활동

해저의 열수분출에 따른 생명의 기원에 관한 이야기는 최근 아주 뜨거운 화제가 되어있다. 원시지구에서 최초의 생명이 탄생되었던 것은 해저의 열수분출구이었을까?

46억년전 지구표면은 아직 끊임없는 은석의 충돌로 인해 마그마 해양 (magma ocean)이라 불리는 끈적끈적하게 녹아버린 지옥의 상태였다. 지구가 서서히 냉각되어짐에 따라 대기중의 수증기는 응축되어 비로 지구상에 떨어졌다. 이렇게 해서 지구가 탄생되었다. 지구상에 최초의 생명이 탄생되었던 것은 39~37억년 전이라고 생각되어지고 있다. 당시의 바다는 상상되어지지 않을 정도의 열탕으로 가득 차있었을 것이다. 그러나 그 안에는 생명을 만들어내기 위해 필요한 여러 가지 화학성분, 예를 들면 아미노산과 같은 유기물질이, 착실히 농축되어 있었다. 최초의 아미노산은 어떻게 해서 만들어 졌을까? 금세기 전반까지 아미노산은 생물로부터 밖에 만들어지지 않는다고 믿고 있었다. 그러나 1953년 시카고대학의 유리와 밀러는 환원적인 원시대기를 만들어서, 메탄, 수소, 암모니아, 수증기를 밀봉한 유리용기에 전기불꽃을 일으켜 아미노산이 무기적으로 합성되어짐을 발견했다. 그 후 원시대기는 보다 산화적으로, 이산화탄소, 일산화탄소, 질소, 그리고 수증기로 구성된다고 생각하게 되었다. 그러나 이러한 산화적 대기로부터도 고에너지양자선 (宇宙線의 주성분)에 의해 아미노산 합성이 가능하다는 것이 밝혀졌다. 또, 아주 멀리 떨어진 우주공간으로부터 아미노산이 해양에 유입되었을

가능성도 있다. 예를 들면 1969년에 오스트리아에 낙하된 매치슨운석은 아미노산을 비롯하여 유기물질을 많이 포함하고 있는 것으로 유명하다.

최근 화성에 생물이 있었을지도 모른다는 이야기가 신문이나 과학잡지에 오르내리고 있다. 화성뿐만 아니라 우주의 어디에서부터가 생명의 씨앗이 지구에 낙하하여 뿌리를 내렸다고도 볼 수 있다. 해양의 내부, 특히 열수분출공 부근에서 아미노산이 합성되었을 가능성도 높다. 예를 들면 홍해의 해저 온천수로부터는 주위의 해수와 비교하여 고농도의 글리신 (아주 단순한 아미노산)이 검출되었다. 또 열수환경을 재현한 실험장치에서도, 아미노산의 합성이 확인되었다. 열수분출공의 환원적인 환경과 풍부한 열 에너지는 아미노산의 합성뿐만 아니라 아미노산의 중합, 조직화를 촉진하였을 것이다. 그 위에, 열수중에 고농도로 포함되어 있는 철, 망간, 아연 등의 금속이온은 복잡한 유기물 합성을 위한 촉매나 생명활동의 필수원소로써 작용하였을지도 모른다.

생화학적인 연구로부터도, 최초의 생명이 열수환경으로부터 생겨났다는 가능성이 지적되어지고 있다. 현재 지구상의 모든 생물은, 진핵생물 (세포내에 핵을 갖는 생물, 고등동물), 진정세균 (세포내에 핵을 갖고 있지 않는 대장균 등의 생물), 및 고세균 (세포내에 핵을 갖고있지 않는 메탄균등)의 3가지로 분류되어 진다. 가장 원시적인 생명으로부터 진정세균이 갈라져 나오고, 다음으로 진핵생물과 고세균이 갈라져 나온다.

세포내의 리보솜 RNA배열로부터 봐서 가장 생명의 기원과 가깝다고 생각되는 진정세균이나 고세균의 성질을 조사해 보면 이들은 예외 없이 90 °C나 그 이상의 고온환경에서밖에 성장 불가능한 초호열균이다. 그리고, 진화한 세균일수록 호열성이 저하되어 가는 경향을 보인다. 즉, 최초의 생명은 초호열성 (超好熱性)이었을 가능성이 높고, 그 탄생한 장소로써 열수분출구의 열탕안이 유력시되어지고 있다.

참 고 문 헌

- Arp, A.J. and J.J. Childress, 1981. Blood function in the hydrothermal vent Vestimentiferan tube worm. *Science*, 213: 342-344.
- Ballard, R.D., 1977. Notes on a major oceanographic find. *Oceanus*, 20: 35-44.
- Ballard, R.D. and J.F. Grassle, 1979. Strange world without sun. *Nat. Geogr. Mag.*, 156: 680-705.
- Baross, J.A. and J.W. Deming, 1983. Growth of black-smoker bacteria at temperatures of at least 250 °C. *Nature*, 303: 423-446.
- Baross, J.A. and J.W. Deming, 1985. The role of bacteria in the ecology of black-smoker environments. *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 6: 185-197.
- Berg, T.J., P.A. LaRock, R.D. Lauer and J.M. Brooks, 1980. A brine seep at the East Flower Garden Bank, northwestern Gulf of Mexico. *Int. Revue gesamt. Hydrobiol.*, 65: 535-649.
- Both, R., K. Crook, B. Taylor, S. Borgan, B. Chappell, E. Frankel, L. Liu, J. Sinton and D. Tiffin, 1986. Hydrothermal chimneys and associated fauna in the Manus Back-arc Basin, Papua New Guinea. *EOS*, 67: 489-491.
- Cadet, J.P., K. Kobayashi, S. Lallemant, L. Jolivet, J. Aubouin, J. Boulegue, J. Dubois, H. Hotta, T. Ishii, K. Konishi, N. Niitsuma and H. Shimamura, 1987. Deep scientific dives in the Japan and Kuril Trenches. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83: 313-328.
- Cavanaugh, C.M., 1983. symbiotic bacteria in marine invertebrates from sulfide-rich habitats. *Nature*, 302: 58-61.
- Chase, R.L., J.R. Delaney, J.L. Karsten, H.P. Johnson, S.K. Juniper, J.E. Lupton, S.D. Scott, V. Tunnicliffe, S.R. Hammond and R.E. McDuff, 1983. Hydrothermal vents on an axis seamount of the Juan de Fuca Ridge. *Nature*, 313: 212-214.

- Childress, J.J., H. Felbeck and G.N. Somero, 1987. Symbiosis in the deep sea. *Sci. Amer.*, 17: 106-112.
- Corliss, J.B. R.D. Ballard, 1977. Oases of life in the cold abyss. *Nat. Geogr. Mag.*, 152: 440-454.
- Desbruyeres, D. and M. Segonzac, 1997. "Handbook of Deep-Sea Hydrothermal Vent Fauna". IFREMER, Brest, France.
- Edmond, J.M. and K. von Damm, 1983. Hot spring on the ocean floor. *Sci. Amer.*, 248: 70-85.
- Felbeck, H., J.H. Childress and G.N. Somero, 1981. Calvin-Benson cycle and sulphide oxidation enzymes in animals from sulphide rich habitats. *Nature*, 293: 291-293.
- Felbeck, H., M.A. Powell, S.C. Hand and G.N. Somero, 1985. Metabolic adaptations of hydrothermal vent animals. *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 6: 261-272.
- Feldman, R.A., T.M. Shank, M.B. Black, C.R. Smith, A.R. Baco and R.C. Vrijenhoek, 1998. Vestimentiferan on a whale fell. *Biol. Bull.*, 194: 116-119.
- Fry, B., H. Gest and J.M. Hayes, 1983. Sulfur isotopic compositions of deep-sea hydrothermal vent animals. *Nature*, 306: 51-52.
- Grassle, J.F. and N.J. Maciolek, 1992. Deep-sea species richness: regional and local diversity estimates from quantitative bottom samples. *American Naturalist*, 139: 313-341.
- 橋本 淳, 田中武男, 松澤誠二, 堀田 宏, 1987. 相模湾初島おきにおけるシロウリガイ群集の調査. *JAMSTEC Deepsea Research* 3: pp. 37-50.
- Hashimoto, J., S. Ohta, T. Tanaka, H. Hotta, S. Matsuzawa and H. Sakai, 1989. Deep-sea communities dominated by the giant clam, *Calyptogena soyoe* along the slope foot of Hatsushima, Sagami Bay, central Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 71: 179-192.

- Hashimoto, J. and T. Okutani, 1994. Four New Mytilid Mussels Associated with Deepsea Chemosynthetic Communities around Japan. *Venus*, 53: 61-83.
- Haymon, R.M., R.A. Koski, and C. Sinclair, 1984. Fossils of hydrothermal vent worms from Cretaceous sulfide ores of the *Semail ophiolite*, Oman. *Science*, 223: 1407-1409.
- Hessler, R.R. and W.M. Smithy, 1984. The distribution and community structure of megafauna at the Galapagos Rift hydrothermal vents. In: *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*, NATO Conference Series, Ser. IV: Marine Sciences (eds. P. A. Rona, K. Bostrom, L. Laubier and K. L. Smith, Jr.) Plenum Press, New York: pp. 735-770.
- Hessler, R.R., W.M. Smithy, Jr. and C.H. Keller, 1985. Spatial and temporal variation of giant clams, tube worms and mussels at deep-sea hydrothermal vents. *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 6: 411-428.
- ヘスラ-, R. R., 太田 秀, 1988. 深海底のオアシスが育む生命の驚異-マリアナ・トラフで発見された新しい熱水性生物群集.[ニュートン], 3月号: 32-53.
- Jannasch, H.W. and M.J. Mottl, 1985. Geomicrobiology of deep-sea hydrothermal vents. *Science*, 229: 717-725.
- Jollivet, D., 1996. Specific and genetic diversity at deep-sea hydrothermal vents: an overview. *Biodiversity and Conservation*, 5: 1619-1653.
- Jones, M.L. [ed.], 1985. Hydrothermal vents of the Eastern Pacific-an Overview. *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 6: 566pp.
- Jones, M.L., 1985. On the Vestimentifera, new phylum: six new species, and other taxa, from hydrothermal vents and elsewhere. *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 6: 117-158.
- Kennicutt II, M.C., J.M. Brooks, R.R. Bidigare, R.R. Fay, T.L. Wade and T.J. McDonald, 1985. Vent-type taxa in a hydrocarbon seep on the Louisiana slope. *Nature*, 317: 352-353.

- Kim, D.S. and S. Ohta, 1991. Submersible observations and comparison of the two hydrothermal vents on the Iheya Ridge of the Mid-Okinawa trough. JAMSTERCTR Deep Sea Research, 221-223.
- Kim, D.S., 1992. Oceanographic and ecological studies of hydrothermal vent and cold seep communities of the Western Pacific. M. Sc. Thesis, The University of Tokyo, Japan, 117pp.
- Kleinschmidt, M. and R. Tschauder, 1985. Shallow-water hydrothermal vent systems off Palos Verdes Peninsula, Los Angeles County, California. Bull. Biol. Soc. Wash., 6: 485-488.
- Kulm, L.D., E. Suess, J.C. Moore, B. Carson, B.T. Lewis, S.D. Ritger, D.C. Kadko, T.M. Thornburg, R.W. Embley, W.D. Rugh, G.J. Massoth, M.G. Langseth, G.R. Cochrane and R.L. Scamman, 1986a. Oregon subduction zone: venting, fauna, and carbonates. Science, 231: 561-566.
- Kulm, L.D., E. Suess, T.M. Thornburg, R.W. Embley, D.M. Hussong and J.M. Resig, 1986b. Fluid venting processes and their relation to tectonic styles in subduction zones of the Eastern Pacific. Abstract of the International KAIKO Conference on Subduction Zones, November 1986, Tokyo-Shimizu: pp.28-29.
- Laubier, L. and D. Desbruyeres, 1985. Oases at the bottom of the ocean. Endeavour, New Series, 9: 67-76.
- Laubier, L., 1986. Des Oasis au Fond des Mers, Le Rocher, Monaco: 157pp.
- Le Pichon, X., T. Iiyama, J. Boulegue, J. Charvet, M. Faure, K. Kano, S. Lallemand, H. Okada, C. Rangin, A. Taira, T. Urabe and S. Uyeda, 1987. Nankai Trough and Zenishu Ridge: a deep-sea submersible survey. Earth Planet. Sci. Lett., 83: 285-299.
- Lonsdale, P., 1977. Clustering of suspension feeding macrobenthos near abyssal hydrothermal vents at oceanic spreading centers. Deep-Sea Res., 24: 857-863.

- Lonsdale, P., 1984. Hot vents and hydrocarbon seeps in the Sea of Cortez. *Oceanus*, 27: 21-24.
- Macdonald, K.C., 1982. Mid-ocean ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10: 155-190.
- Macdonald, K.C., J.C. Sempere and P.J. Fox, 1986. The debate concerning overlapping spreading centers and mid-oceanic ridge processes. *J. Geophys. Res.*, 91: 10501-10511.
- McLean, J.H., 1981. The Galapagos Rift limpet *Neomphalus*: relevance to understanding the evolution of a major Paleozoic Mesozoic. *Malacologia*, 21: 291-336.
- Newman, W.A., 1979. A new scalpellid (Cirripedia): a Mesozoic relic living near an abyssal hydrothermal spring. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, 19: 153-167.
- Newman, W.A., 1985. The abyssal hydrothermal vent invertebrate fauna: a glimpse of antiquity? *Bull. Biol. Soc. Washington*, 6: 231-242.
- Ohta, S., 1983. Photographic census of large sized benthic organisms in the bathyal zone of Suruga Bay, central Japan. *Bull. Ocean. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 15: 1-244.
- Ohta, S. and L. Laubier, 1987. Deep biological communities in the subduction zone of Japan from bottom photographs taken during Nautilite dives in the Kaiko project. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83: 329-342.
- 太田 秀, 1987. 地球を食べる深海生物-テクトニスが支える生物群集-. 岩波[科学] 1987年 5月号 (57巻5号): 308-316.
- 太田 秀ら, 1987. 相模湾初島における[シロウリガイ群集] 総合調査報告 (I). *JAMSTEC Deepsea Research*, 3, (海洋科学技術センター-試験研究報告書, 第 3 回[しんかい2000]研究シンポジウム特輯号): pp. 51-60.

- Ohta, S. and D.S. Kim, 1992. Coupling behavior of deep-sea red crab and nutritional ecology of vent mussel observed during the Shinkai 2000 Dive #542 surveying hydrothermal vent fields on the South Ensei Knoll, Okinawa Trough, Japan. Proc. JEMSTES SYMP. Deep Sea Research, 279-285.
- Okutani, T. and K. Egawa, 1985. The first underwater observation on living habitat and than atocoenosis of *Calyptogena soyoae* in bathyal depth of Sagami Bay. Venus (Japn. J. malac.), 44: 285-288.
- Paull, C.K., B. Hecker, R. Commeau, R.P. Freeman-Lynde, C. Neumann, W.P. Corso, S. Golubic, J.E. Hook, E. Sikes, and J. Curray, 1984. Biological communities at the Florida Escarpment resemble hydrothermal vent taxa. Science, 226: 965-967.
- Pautot, G., K. Nakamura, P. huchon, J. Angelier, J. Bourgois, K. Fujioka, T. Kanazawa, Y. Nakamura, Y. Ogawa, M, Seguret and A. Takeuchi, 1987. Deep-sea submersible survey in the Suruga, Sagami and Japan Trenches: preliminary results of the 1985 Kaiko cruise, Leg 2. Earth Planet. Sci. Lett., 83: 300-312.
- Rau, G.H., 1985. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ in hydrothermal vent organisms: ecological and biogeochemical implications. Bull. Biol. Soc. Wash., 6: 243-247.
- Rhoads, D.C., R.A. Lutz, E.C. Revelas and R.M. Cerrato, 1981. Growth of bivalves at deep-sea hydrothermal vents along the Galapagos Rift. Science, 214: 911-913.
- Rona, P.A., K. Bostrom, L. Laubier and K.L. Smith, Jr. [eds.], 1983. Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers. (NATO Conference Series, Ser. VI: Marine Sciences), Plenum Press, New York: 796pp.
- Roux, M., M. Rio, and E. Flatton, 1985. Clam growth and thermal spring activity recorded by shells at 21° N. Bull. Biol. Soc. Wash., 6: 211-221.

- Saino, T. and S. Ohta, 1988. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios of vesicomid clams and a vestimentiferan tube worm in the subduction zone east of Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 71: 169-178.
- Sakai, H., T. Gamo, K. Endow, J. Ishioashi, Y. Ishizuka, F. Yanagisawa, M. Kusakabe, T. Akagi, G. Igarashi and S. Ohta, 1987. Geochemical study of the deep-sea seep communities at the Hatsushima site, Sagami Bay, Central Japan. *Geochem. J.*, 21: 227-236.
- Sibuet, M. and K. Olu, 1998. Biogeography, biodiversity and fluid dependence of deep-sea cold-seep communities at active and passive margins, Deep-sea Research, in press.
- Smith, C.R., H.L. Maybaum, A.R. Baco, R.H. Pope, S.D. Carpenter, P.L. Yager, S.A. Macko and J.W. Deming, 1998. Sediment community structure around a whale skeleton in the deep northeast Pacific: macrofaunal, microbial and bioturbation effects, Deep-sea Research, in press.
- Southward, E.C., V. Tunnicliff, M.B. Black, D.R. Dixon and L.R.Jl. Dixon, 1996. Ocean-ridge segmentation and vent tubeworms (Vestimentifera) in the NE Pacific. In "Tectonic, Magmatic, Hydrothermal and Biological Segmentation of Mid-ocean Ridges" (Macleod, C.J., P.A. Tyler and C.L. Walker, eds), Special Publication 118, pp. 211-224, Geological Society, London, UK.
- Spiess, F.N., K.C. Macdonald, T. Atwater, R. Ballard, A. Xarranza, D. Cordoba, C. Cox, V.M. Diaz Garcia, J. Francheteau, J. Guerrero, J. Hawkins, R. Haymon, R. Hessler, T. Juteau, M. Kastner, R. Larson, B. Luendyk, J.D. Macdougall, S. Miller, W. Normark, J. Orcutt, and C. Rangin), 1980. East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments. *Science*, 207: 1421-1433.

- Stein, J., R.R. Hessler and S. Ohta, 1988. A novel symbionts in the Gastropoda: hydrothermal vent snails harbor chemoautotrophic bacteria. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*
- Suess, E., B. Carson, S. Ritger, J.C. Moore, L.D. Kulm and G.R. Cochrane, 1985. Biological communities at a vent site along the subduction zone off Oregon. *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 6: 475-484.
- Tunnicliff, V., 1991. The biology of hydrothermal vents: ecology and evolution. *Ocean. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 29: 319-407.
- Tunnicliff, V., 1992. The nature and origin of the modern hydrothermal vent fauna. *Palaios*, 7: 338-350.
- Tunnicliff, V., A.G. McArthur and D. McHugh, 1998. A biogeographical perspective of the deep-sea hydrothermal vent fauna. *Advan. Mar. Biol.*, 34: 353-442.
- Turekian, K.K., J.K. Cochrane and J.T. Bennett, 1983. Growth rate of a vesicomid clam from the 21° East Pacific Rise hydrothermal area. *Nature*, 303: 55-56.
- Van Dover, C.L., 1990. Biogeography of hydrothermal vent communities along seafloor spreading centers. *Trends in Ecology and Evolution*, 5: 242-246.
- Woods Hole Oceanographic Institution [ed.] (1984) *Deep-Sea Hot Springs and Cold Seeps*, *Oceanus*, Vol. 27, No. 3: 100pp.

Table 5-1. Biological communities of vents, seeps and reducing habitats.

Geomorphological frameworks	Authors
I. TECTONICALLY ACTIVE AREA	
A. SPREADING CENTERS	
1. MID-OCEAN RIDGE AXES	Rona <i>et al.</i> , (ed.), 1983; Jones <i>et al.</i> , (ed.), 1986
Galapagos Rift	
East Pacific Rise (e. g., 21N, 13N, 18S)	
Juan de Fuca Ridge	Canadian-American Seamount Expedition, 1985
Mid-Atlantic Ridge (e. g., 26N[TAG], 23N)	
[Red Sea: biologically negative case]	
2. SEDIMENT-COVERED SPREADING CENTERS	
Guaymas Basin	Lonsdale, 1984
3. BACK-ARC BASIN AND MOCROPLATE RIFT	
Mariana Basin, Manus Basin, Fiji Basin, Rau Basin	Hessler & Ohta, 1988; Stein <i>et al.</i> , 1988; Both <i>et al.</i> , 1986
B. SUBDUCTION ZONES	
Oregon-Washington	Suess <i>et al.</i> , 1986
Nankai Trough, Japan & Kurile Trenches	Ohta & laubier, 1987; Kulm <i>et al.</i> , 1986b
C. HOT SPOT & VOLCANOES	
II. TECTONICALLY INACTIVE AREA	
A. CONTINENTAL MARGIN	
1. GRAVITATIONAL SEEP OF HYPERSALINE, H ₂ S-CH ₄ RICH WATER	
Florida Escarpment	Paul <i>et al.</i> , 1984
2. HYDROCARBON SEEPS	
off Louisiana, North Sea, clathrate seeps	Kennicutt II <i>et al.</i> , 1985
3. COMPAXTION OF TURBIDITES	
Grand Banks	(A. Meyer <i>et al.</i> : pers. com.)
4. NATURAL HIGH ORGANIC LOAD AREA	
mangrove swamps, salt marshes	
B. HUMAN IMPACT	
1. POLLUTED AREA	
sewage outfalls	

Table 5-2. Primary sites of hydrothermal vent biological collections.

Site	Location	Ridge	Region
Amsterdam–St.Paul plateau	41°15'S, 79°06'E	Southeast Indian	IND
Izena hole and Iheya	27°30'N, 127°05'E	Okinawa Trough	MBJ
Minami–Ensei	28°24'N, 127°38'E	Okinawa Trough	MBJ
Bonin Seamount	26°42'N, 141°05'E	Bonin Trough	MBJ
Mariana fields	18°12'N, 144°43'E	Mariana Trough	MBJ
Manus field	3°10'S, 150°17'E	Manus Basin	LFM
Edison Seamount	3°19'S, 152°35'E	New Ireland Forearc	LFM
Fiji fields	16°49'S, 179°29'E	North Fiji Basin	LFM
	16°59'S, 179°55'E		
Lau fields	22°13–22°S, 176°37'E	Lau Basin	LFM
	22°22'S, 176°43'E		
South Explorer field	49°46'N, 130°16'W	Explorer	NEP
Middle Valley	48°27'N, 128°42'W	Juan de Fuca	NEP
Endeavour	47°57'N, 129°06'W	Juan de Fuca	NEP
Axial Seamount	47°0'N, 130°0'W	Juan de Fuca	NEP
Cleft Segment	44°39–57'N, 130°14–22'W	Juan de Fuca	NEP
G14	42°45'N, 125°43'W	Gorda	NEP
Escanaba Trough	41°00'N, 127°30'W	Gorda	NEP
Guaymas Basin	27°01'N, 111°24'W	East Pacific Rise	nEPR
21°N	20°51'N, 109°04'W	East Pacific Rise	nEPR
13°N	12°46–50'N, 103°57'W	East Pacific Rise	nEPR
11°N	11°26'N, 103°47'W	East Pacific Rise	nEPR
9°N	9°50'N, 104°17'W	East Pacific Rise	nEPR
Galapagos fields	00°48'N, 86°08'W	Galapagos Rift	GAL
17°S	17°25'S, 113°10'W	East Pacific Rise	sEPR
18°S	18°36'S, 113°24'W	East Pacific Rise	sEPR
Menez Gwen	37°51'N, 30°02'W	Mid–Atlantic Ridge	ATL
Lucky Strike	37°18'N, 32°16'W	Mid–Atlantic Ridge	ATL
Rainbow	36°11'N, 33°57'W	Mid–Atlantic Ridge	ATL
Broken Spur	29°10'N, 43°10'W	Mid–Atlantic Ridge	ATL
TAG	26°08'N, 44°49'W	Mid–Atlantic Ridge	ATL
Snake Pit	23°22'N, 44°57'W	Mid–Atlantic Ridge	ATL
Logatchev	14°45'N, 44°58'W	Mid–Atlantic Ridge	ATL

Table 5-3. Names and locations of the known hydrothermal vent invertebrates. Taxa are listed only if generic identifications (actual or acknowledged as known or new) could be confirmed by Tunnicliff *et al.*; thus many collected specimens remain unlisted; unk=unknown. The last column indicates the geographic region and the endemic status of the species: 1=northeast Pacific, 2=Guaymas Basin on East Pacific Rise, 3=21°N East Pacific Rise, 4=9-13°N East Pacific Rise, 5=Galapagos Rift, 6=23-27°S East Pacific Rise, 7=Fiji, Lau, Manus or Lihir Back-Arc Basins, 8=Mariana, Bonin or Okinawa Back-Arc Basins, 9=Mid-Atlantic Ridge; IND southeast Indian Ridge; Y=endemic to hydrothermal vents, N=also known from the deep sea, S=also known at seeps, W=also known from whale carcasses, ?=status elsewhere unknown. Neither Protozoa nor Nematoda are included in this listing. (After Tunnicliff *et al.*, 1998)

Cnidaria

Hydrozoa

Hydroida

Candelabridae *Candelabrum phrygium* Segonzac and Vervoort 9,N

Candelabridae *Candelabrum serpentarii* Segonzac and Vervoort 9,N

Siphonophora

Rhodaliidae *Thermopalia taraxaca* Pugh 4,5,Y

Anthozoa

Actiniaria

Actinostolidae *Actinostola callosa* Verrill 4,N

Actinostolidae *Parasicyonis ingolfi* Carlgren 9,N

Actinostolidae *Cyanathea hydrothermala* Doumenc and Van Praet 4,Y

Actinostolidae *Marianactis bythios* Fautin and Hessler 8,Y

Actinostolidae Gen n. sp. (D Fautin, pers. Comm.) 1,Y

Cerianthidae *Cerianthus* sp. (in Desbruyères *et al.*, 1997) 4,?

Hornathiidae *Chondrophellia coronata* Verrill 4,N

Scyphozoa

Lucernariida

Lucernariidae *Lucernaria* n. sp. (R Larsor, pers Comm) 1,Y

Nemertea

Enopla

Hoploneurtea

cf. Emplectonematidae *Thermanemertes valens* Gibson, Rogers and Tunnicliffe 1,Y

Acanthocephala

Palaeacanthocephala

Echinorhynchida

Hypoechinorhynchidae *Hypoechinorhynchus thermaceri* de Buron 4,5,Y

Pogonophora

Perviata

Thecanephria

Lamellisabellidae *Siphonobranchia lauensis* Southward 7,Y

Obturata

Axonobranchia

Riftiidae *Riftia pachyptila* Jones 2,3,4,5,Y

Basibranchia

Alaysiidae *Alaysia spiralis* Southward 7,Y

Arcovestiidae *Arcovestia ivanovi* Southward and Galkin 7,Y

Lamellisabellidae *Lamellibranchia barhami* Webb 1,S

Lamellisabellidae	<i>Lamellibrachia columma</i> Southward	7,Y
Ridgeiidae	<i>Ridgeia piscisae</i> Jones	1,Y
Tevniidae	<i>Oasisia alvinae</i> Jones	3,4,Y
Tevniidae	<i>Tevnia jerichonana</i> Jones	4,Y
Escarpiidae	<i>Escarpia spicata</i> Jones	2,S,W
unk	n. sp. (in Hashimoto <i>et al.</i> , 1995)	8,Y
Annelida		
Poluchaeta		
Amphinomida		
Archinomidae	<i>Archinome</i> (Euphrosine) <i>rosacea</i> (Blake)	2,4,5,9,Y
Capitellida		
Maldanidae	<i>Nicomache arwidssoni</i> Blake	3,4,5,6,8,S
Maldanidae	<i>Nicomache venticola</i> Blake and Hilbig	1,Y
Maldanidae	<i>Capitella</i> sp. (in Hashimoto <i>et al.</i> , 1995)	8,?
Maldanidae	<i>Capitella</i> nr <i>capitata</i> (in Grassle <i>et al.</i> , 1985)	1,?
Eunicida		
Dorvilleidae	<i>Exallopus jumarsi</i> Blake	2,Y
Dorvilleidae	<i>Ophryotrocha akessoni</i> Blake	2,4,5,Y
Dorvilleidae	<i>Ophryotrocha globopalpata</i> Blake and Hilbig	1,Y
Dorvilleidae	<i>Ophryotrocha platykephale</i> Blake	2,Y
Dorvilleidae	<i>Ophryotrocha</i> sp. (in Hashimoto <i>et al.</i> , 1995)	8,?
Dorvilleidae	<i>Parougia wolfi</i> Blake and Hilbig	1,Y
Eunicidae	<i>Eunice masudai</i> Miura 1986	8,N
Eunicidae	<i>Eunice northioidea</i> Moore 1903	8,N
Eunicidae	<i>Eunice pulvinopalpata</i> Fauchald	3,Y
Opheliida		
Scalibregmatidae	<i>Axiothella mullsi</i> Pocklington and Fournier	1,N
Orbiniidae	<i>Leitoscoloplos pachybranchiatus</i> Blake and Hilbig	1,Y
Orbiniidae	<i>Orbiniella aciculata</i> Blake	5,Y
Orbiniidae	<i>Orbiniella hobsonae</i> Blake and Hilbig	1,Y
Orbiniidae	<i>Scoloplos ehtersi</i> Blake	5,Y
Phyllodocida		
Glyceridae	<i>Glycera profunda</i> Chamberlin	2,N
Hesionidae	<i>Amphiduros axialensis</i> Blake and Hilbig	1,N
Hesionidae	<i>Hesiocaeca hessleri</i> Blake	8,Y
Hesionidae	<i>Hesiodaira glabra</i> Blake and Hilbig	1,Y
Hesionidae	<i>Hesiolyra bergi</i> Blake	3,4,Y
Hesionidae	<i>Hesiospina vestimentifera</i> Blake	1,3,5,S
Hesionidae	<i>Nereimyra alvinae</i> Blake	2,5,Y
Hesionidae	<i>Orseis grasslei</i> Blake	1,2,Y
Lacydoniidae	<i>Lacydonia</i> n. sp. J. Blake, pers Comm.	1,Y
Nautiliniellidae	<i>Itheyomytilidicola tridentatus</i> Miura and Hashimoto	8,Y
Nautiliniellidae	<i>Mytilidiphila enseiensis</i> Miura and Hashimoto	8,Y
Nautiliniellidae	<i>Mytilidiphila okinawaensis</i> Miura and Hashimoto	8,Y
Nautiliniellidae	<i>Shinkai longipedata</i> Miura and Ohta	8,Y
Nautiliniellidae	<i>Shinkai semilonga</i> Miura and Hashimoto	8,Y
Nereidae	<i>Ceratocephale pacifica</i> Hartman	2,N
Nereidae	<i>Nereis piscisae</i> Blake and Hilbig	1,Y

Nereidae	<i>Nereis sandersi</i> Blake	2,3,4,5,6,Y
Nereidae	<i>Nereis</i> sp. Unpub. Data (VT)	7,?
Phyllodocidae	<i>Eulalia (Protomystides) papillosa</i> Blake	3,Y
Phyllodocidae	<i>Galapagomystides aristata</i> Elake	5,Y
Phyllodocidae	<i>Protomystides verenae</i> Blake and Hilbig	1,Y
Phyllodocidae	<i>Protomystides</i> sp. (in Gebruk et al., 1997)	2,?
Polynoidae	<i>Bathycatalina filamentosa</i> Pettibone	1,N
Polynoidae	<i>Bathykurila guaymasensis</i> Pettibone	2,W
Polynoidae	<i>Branchinotogluma burkensis</i> Pettibone	8,Y
Polynoidae	<i>Branchinotogluma grasslei</i> Pettibone	1,2,3,4,5,Y
Polynoidae	<i>Branchinotogluma hessleri</i> Pettibone	3,5,Y
Polynoidae	<i>Branchinotogluma sandersi</i> Pettibone	1,2,3,5,Y
Polynoidae	<i>Branchiplicatus cupreus</i> Pettibone	2,3,4,Y
Polynoidae	<i>Branchipolynoe pettiboneae</i> Miura and Hashimoto	7,8,Y
Polynoidae	<i>Branchipolynoe seepensis</i> Pettibone	9,S
Polynoidae	<i>Branchipolynoe symmytilida</i> Pettibone	4,5,Y
Polynoidae	<i>Harmothoe macnabi</i> Pettibone	1,5,Y
Polynoidae	<i>Iphionella risensis</i> Pettibone	3,Y
Polynoidae	<i>Iphionella</i> n. sp. Galkin	7,Y
Polynoidae	<i>Lepidonotopodium fimbriatum</i> Pettibone	3,4,Y
Polynoidae	<i>Lepidonotopodium minutum</i> Pettibone	8,Y
Polynoidae	<i>Lepidonotopodium piscesae</i> Pettibone	1,Y
Polynoidae	<i>Lepidonotopodium riftense</i> Pettibone	2,3,5,Y
Polynoidae	<i>Lepidonotopodium williamsae</i> Pettibone	3,4,5,Y
Polynoidae	<i>Levensteiniella intermedia</i> Pettibone	1,Y
Polynoidae	<i>Levensteiniella kincaidi</i> Pettibone	1,3,5,Y
Polynoidae	<i>Levensteiniella raisae</i> Pettibone	8,Y
Polynoidae	<i>Levensteiniella</i> sp. (in Gebruk et al., 1997)	2,Y
Polynoidae	<i>Macellicephala galapagensis</i> Pettibone	5,Y
Polynoidae	<i>Macellicephaloides alvini</i> Pettibone	2,Y
Polynoidae	<i>Opisthotrochopodus alvinus</i> Pettibone	2,3,5,Y
Polynoidae	<i>Opisthotrochopodus japonicus</i> Miura and Hashimoto	8,Y
Polynoidae	<i>Opisthotrochopodus marianus</i> Pettibone	8,Y
Polynoidae	<i>Opisthotrochopodus segonzaci</i> Miura and Desbruyeres	7,Y
Polynoidae	<i>Opisthotrochopodus trifurcus</i> Miura and Desbruyeres	7,Y
Polynoidae	<i>Opisthotrochopodus tunnicliffeae</i> Pettibone	1,Y
Polynoidae	<i>Thermiphione fijiensis</i> Miura	7,Y
Polynoidae	<i>Thermiphione tufari</i> Hartmann-Schroeder	6,Y
Polynoidae	<i>Thermopolynoe branchiata</i> Miura	7,Y
Sigalionidae	<i>Neilaenira racemosa</i> Fauchald	2,N
Syllidae	<i>Sphaerosyllis ridgensis</i> Blake and Hilbig	1,Y
Sabellida		
Serpulidae	<i>Laminatubus alvini</i> Ten Hove and Zibrowius	3,4,5,Y
Serpulidae	<i>Protis hydrothermica</i> Ten Hove and Zibrowius	3,4,5,Y
Spionida		
Cirratulidae	<i>Chaetozone</i> n. sp.1 (Blake, J., pers. Comm.)	1,Y
Cirratulidae	<i>Chaetozone</i> n. sp.2 (Blake, J., pers. Comm.)	1,Y
Spionidae	<i>Laubieriellus grasslei</i> Maciolek	5,Y

Spionidae	<i>Lindaspio dibranchiata</i> Blake	2,N
Spionidae	<i>Lindaspio southwardorum</i> Blake and Maciolek	1,Y
Spionidae	<i>Prionospio sandersi</i> Maciolek	4,5,Y
Spionidae	<i>Prionospio</i> sp. Blake and Hilbig	1,?
Spionidae	<i>Xandaros acanthides</i> Maciolek	5,Y
Spionidae	N. gen. n. sp. (Blake, J., pers. Comm.)	1,Y
Terebellida		
Alvinellidae	<i>Alvinella caudata</i> Desbruyeres and Laubier	3,4,6,Y
Alvinellidae	<i>Alvinella pompejana</i> Desbruyeres and Laubier	3,4,6,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella bactericola</i> Desbruyeres and Laubier	2,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella dela</i> Detinova	1,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella fijiensis</i> Desbruyeres and Laubier	7,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella grasslei</i> Desbruyeres and Laubier	2,3,4,5,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella hessleri</i> Desbruyeres and Laubier	7,8,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella palmiformis</i> Desbruyeres and Laubier	1,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella pandorae</i> Desbruyeres and Laubier	1,4,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella sulfincola</i> Desbruyeres and Laubier	1,Y
Alvinellidae	<i>Paralvinella unidentata</i> Desbruyeres and Laubier	7,Y
Ampharetidae	<i>Amathys lutzi</i> Desbruyeres and Laubier	9,Y
Ampharetidae	<i>Amphisamytha galapagensis</i> Zottoli	1,2,3,4,5,7,8,S
Ampharetidae	<i>Amphisamytha fauchaldi</i> Solis-Weiss and Hernandez-Alacantara	2,N
Ampharetidae	<i>Grassleia hydrothermalis</i> Solis-Weiss	1,Y
Hirudinea		
Rhynchobdella		
Piscicolidae	<i>Bathybdella sawyeri</i> Burreson	5,Y
Mollusca		
Polyplacophora		
Chitonida		
Ischnochitonidae	<i>Leptochiton tenuidentus</i> Saito and Okutani	8,Y
Ischnochitonidae	<i>Thermochiton undocostatus</i> Saito and Okutani	8,Y
Aplacophora		
Neomeniomorpha		
Chaetodermatidae	<i>Falcidens</i> n. sp. (in Scheltema, 1990)	2,Y
Simrothiellidae	<i>Helicoradomenia juani</i> Scheltema	1,Y
Simrothiellidae	<i>Helicoradomenia</i> n. sp. 1 (in Scheltema, 1990)	3,5,Y
Simrothiellidae	<i>Helicoradomenia</i> n. sp. 2 (in Scheltema, 1990)	8,Y
Simrothiellidae	<i>Helicoradomenia</i> n. sp. 3 (in Scheltema, 1990)	3,Y
Simrothiellidae	<i>Helicoradomenia</i> n. sp. 4 (in Scheltema, 1990)	4,Y
Simrothiellidae	<i>Helicoradomenia</i> n. sp. 5 (in Scheltema, 1990)	5,Y
Simrothiellidae	<i>Helicoradomenia</i> n. sp. 6 (in Scheltema, 1990)	3,Y
Gastropoda		
Neomphalina		
Cyathermiidae	<i>Cyathermia naticoides</i> Waren and Bouchet	3,4,Y
Cyathermiidae	<i>Lacunoides exquisitus</i> Waren and Bouchet	5,Y
Neomphalidae	<i>Neomphalus fretterae</i> McLean	3,4,5,Y
Neomphalidae	<i>Symmetromphalus hageni</i> Beck	7,Y
Neomphalidae	<i>Symmetromphalus regularis</i> McLean	8,Y
Peltospiridae	<i>Ctenopelta porifera</i> Waren and Bouchet	4,Y

Peltospiridae	<i>Depressigyra globulus</i> Waren and Bouchet	1,Y
Peltospiridae	<i>Echinopelta fistulosa</i> McLean	3,Y
Peltospiridae	<i>Hirtopelta hirta</i> McLean	4,Y
Peltospiridae	<i>Lirapex granularis</i> Waren and Bouchet	3,Y
Peltospiridae	<i>Litapex humata</i> Waren and Bouchet	3,Y
Peltospiridae	<i>Melanodrymia aurantiaca</i> Hickman	3,4,6,Y
Peltospiridae	<i>Melanodrymia brightae</i> Waren and Bouchet 1993	1,Y
Peltospiridae	<i>Melanodrymia</i> n. sp. (Shank et al., 1998)	4,Y
Peltospiridae	<i>Nodopelta heminoda</i> McLean	3,4,Y
Peltospiridae	<i>Nodopelta subnoda</i> McLean	4,6,Y
Peltospiridae	<i>Pachydermia laevis</i> Waren and Bouchet	3,4,6,Y
Peltospiridae	<i>Pachydermia sculpta</i> Waren and Bouchet	7,Y
Peltospiridae	<i>Peltospira delicata</i> McLean	4,6,Y
Peltospiridae	<i>Peltospira lamellifera</i> Waren and Bouchet	4,Y
Peltospiridae	<i>Peltospira operculata</i> McLean	3,4,6,Y
Peltospiridae	<i>Peltospira</i> sp. 1 Waren and Bouchet	7,Y
Peltospiridae	<i>Peltospira</i> sp. 2 A. Waren, pers. Comm.	5,?
Peltospiridae	<i>Peltospira</i> sp. 3 (in van Dover et al., 1996)	9,?
Peltospiridae	<i>Planorbidella depressa</i> Waren and Bouchet	7,Y
Peltospiridae	<i>Planorbidella planispira</i> Waren and Bouchet	3,4,6,Y
Peltospiridae	<i>Rhynchopelta concentrica</i> McLean	3,4,Y
Peltospiridae	<i>Rhynchopelta nux</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,Y
Neritimorpha		
Phenacolepadidae	<i>Shinkailepas kaikatensis</i> Okutani Saito and Hashimoto	7,8,Y
Phenacolepadidae	<i>Shinkailepas tufari</i> Beck	7,Y
Phenacolepadidae	<i>Olgasolaris tollmanni</i> Beck	7,Y
Patellogastropoda		
Neolepetopsidae	<i>Eulepetopsis vitrea</i> McLean	3,4,5,6,Y
Neolepetopsidae	<i>Neoleptopsis densata</i> McLean	4,Y
Neolepetopsidae	<i>Neoleptopsis gordensis</i> McLean	1,Y
Neolepetopsidae	<i>Neoleptopsis occulata</i> McLean	3,Y
Neolepetopsidae	<i>Neoleptopsis verruca</i> McLean	3,Y
Neolepetopsidae	<i>Paralepetopsis rosemariae</i> Beck	7,Y
Neolepetopsidae	<i>Paralepetopsis</i> n. sp. (J. McLean, pers. comm.)	1,Y
Pseudococculinidae	<i>Amphiplica gordensis</i> McLean	1,Y
Cocculinidae	<i>Cocculina</i> cf. <i>craigsmithi</i> (J. McLean, pers. Comm.)	1,W
Pyropeltidae	<i>Pyropelta bohlei</i> Beck	7,Y
Pyropeltidae	<i>Pyropelta corymba</i> McLean and Haszprunar	2,W,S
Pyropeltidae	<i>Pyropelta musaica</i> McLean and Haszprunar	1,W
Acmaeidae	<i>Bathyacmaea jonassoni</i> Beck	7,Y
Acmaeidae	<i>Bathyacmaea secunda</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,Y
Vetigastropoda		
Scissurellidae	<i>Sutilizona theca</i> McLean	4,Y
Scissurellidae	<i>Temnocinclis euripes</i> McLean	1,Y
Scissurellidae	<i>Trmnozaga parilis</i> McLean	3,Y
Scissurellidae	<i>Anatoma</i> sp. Waren and Bouchet	7,?
Fissurellidae	<i>Puncturella parvinobilis</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,Y
Fissurellidae	<i>Puncturella rimaizenaensis</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,Y

Fissurellidae	<i>Puncturella solis</i> Beck	7,Y
Fissurellidae	<i>Puncturella</i> n. sp. (J. McLean, pers. Comm.)	1,Y
Fissurellidae	n. gen. n. sp. (J. McLean, pers. Comm.)	1,Y
Clypeosectidae	<i>Clypeosectus curvus</i> McLean	1,Y
Clypeosectidae	<i>Clypeosectus delectus</i> McLean	3,4,5,6,Y
Clypeosectidae	<i>Pseudorimula mariacae</i> McLean	7,8,Y
Clypeosectidae	<i>Pseudorimula midatlantica</i> McLean	9,Y
Trochidae	<i>Bathymargarites symplector</i> Waren and Bouchet	3,4,6,Y
Trochidae	<i>Fucaria</i> n. sp. Waren and Bouchet in ms	7,Y
Trochidae	<i>Fucaria striata</i> Waren and Bouchet	1,Y
Trochidae	<i>Margarites shinkai</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,S
Trochidae	<i>Vetulonia phalcata</i> Waren and Bouchet	7,Y
Skeneidae	<i>Bruceiella globulus</i> Waren and Bouchet	7,Y
Skeneidae	<i>Leptogyra inflata</i> Waren and Bouchet	7,Y
Skeneidae	cf <i>Leptogura</i> sp. (in Van Dover et al., 1996)	9,?
Skeneidae	<i>Moelleriopsis</i> n. sp. Waren and Bouchet	4,Y
Skeneidae	<i>Protolira valvatoides</i> Waren and Bouchet	9,Y
Skeneidae	<i>Solutigyra reticulata</i> Waren and Bouchet	3,4,Y
Skeneidae	<i>Ventsia tricarinata</i> Waren and Bouchet	7,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus corrugatus</i> McLean	1,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus cristatus</i> McLean	3,4,5,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus elevatus</i> McLean	3,4,5,6,7,8,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus fucensis</i> McLean	1,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus guaymasensis</i> McLean	2,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus japonicus</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus ovalis</i> McLean	3,4,6,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus pustulosus</i> McLean	3,4,5,6,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus schrolli</i> Beck	7,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus tevnianus</i> McLean	4,Y
Lepetodrilidae	<i>Lepetodrilus</i> sp. (in Van Dover et al., 1996)	9,?
Gorgoleptidae	<i>Gorgoleptis emarginatus</i> McLean	3,Y
Gorgoleptidae	<i>Gorgoleptis patulus</i> McLean	5,Y
Gorgoleptidae	<i>Gorgoleptis spiralis</i> McLean	4,Y
Turbinidae	<i>Cantrainea jamsteci</i> (Okutani and Fujikura)	8,Y
unk	<i>Helicrenion reticulatum</i> Waren and Bouchet	7,Y
Heterobranchia		
Hyalogyrinidae	<i>Hyalogyra vitrinelloides</i> Waren and Bouchet	7,Y
Hyalogyrinidae	<i>Hyalogyra grasslei</i> Waren and Bouchet	2,Y
Hyalogyrinidae	<i>Hyalogyra</i> n. sp. (A. Waren, pers. Comm.)	1,Y
Xylodisculidae	<i>Xylodiscula major</i> Waren and Bouchet	7,Y
Caenogastropoda		
Rissoidae	n. sp. (in Van Dover et al., 1996)	9,Y
Provannidae	<i>Alviniconcha hessleri</i> Okutani and Ohta	7,8,Y
Provannidae	<i>Desbruyersia cancellata</i> Waren and Bouchet	7,Y
Provannidae	<i>Desbruyersia marianaensis</i> Okutani	8,Y
Provannidae	<i>Desbruyersia melanioides</i> Waren and Bouchet	7,Y
Provannidae	<i>Desbruyersia spinosa</i> Waren and Bouchet	7,Y
Provannidae	<i>Ifremeria nautilei</i> Bouchet and Waren	7,Y

Provannidae	<i>Provanna buccinoides</i> Waren and Bouchet	7,Y
Provannidae	<i>Provanna glabra</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,S
Provannidae	<i>Provanna goniata</i> Waren and Bouchet	2,Y
Provannidae	<i>Provanna ios</i> Waren and Bouchet	3,4,5,6,U
Provannidae	<i>Provanna laevis</i> Waren and Bouchet	2,S
Provannidae	<i>Provanna muricata</i> Waren and Bouchet	3,5,Y
Provannidae	<i>Provanna nassariaeformis</i> Okutani	8,Y
Provannidae	<i>Provanna segonzaci</i> Waren and Ponder	7,Y
Provannidae	<i>Provanna variabilis</i> Waren and Bouchet	1,S
Provannidae	<i>Provanna</i> sp. A. Waren pers. Comm.	7,?
Elachisnidae	<i>Laeviphitus japonicus</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,Y
Buccinidae	<i>Buccinum viridum</i> Dall	1,N
Buccinidae	<i>Buccinum</i> sp. Waren and Bouchet	1,?
Buccinidae	<i>Eosipho desbruyeresi</i> Okutani and Ohta	7,8,Y
Buccinidae	<i>Eosipho</i> n. sp. A. Waren, pers. Comm.	6,Y
Buccinidae	<i>Neptunea insulalis</i> (Hashimoto et al., 1995)	8,N
Turridae	<i>Oenopota ogasawarana</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,Y
Turridae	<i>Phymorhynchus</i> sp. 2 Waren and Bouchet	9,?
Turridae	<i>Phymorhynchus</i> sp. 3 Waren and Bouchet	1,?
Turridae	<i>Phymorhynchus</i> sp. 4 Waren and Bouchet	4,5,?
Turridae	<i>Phymorhynchus wareni</i> Sysoev and Kantor	7,Y
Turridae	<i>Phymorhynchus moskalevi</i> Sysoev and Kantor	9,Y
Turridae	<i>Phymorhynchus starmeri</i> Okutani and Ohta	7,Y
Cerithiellidae	N. gen. n. sp. Waren and Bouchet, in ms.	1,Y
Bivalvia		
Eulamellibranchia		
Vesicomidae	<i>Calyptogena magnifica</i> Boss and Turner	3,4,5,Y
Vesicomidae	<i>Calyptogena solidissima</i> Okutani, Fujikura and Sasaki	8,Y
Vesicomidae	<i>C. pacifica</i> / <i>N. lepta</i> complex (see Peek et al., 1997)	1,2,?
Vesicomidae	<i>V. gigas</i> / <i>C. kilmeri</i> complex (see Peek et al., 1997)	1,2,W
Vesicomidae	<i>Ectenegena extenta</i> (see Peek et al., 1997)	1,S
Filibranchia		
Mytilidae	<i>Bathymodiolus adulooides</i> Hashimoto and Okutani	8,S
Mytilidae	<i>Bathymodiolus brevior</i> von Cosel, Metivier and Hashimoto	7,Y
Mytilidae	<i>Bathymodiolus elongatus</i> von Cosel, Metivier and Hashimoto	7,Y
Mytilidae	<i>Bathymodiolus japonicus</i> Hashimoto and Okutani	8,S
Mytilidae	<i>Bathymodiolus platifrons</i> Hashimoto and Okutani	8,S
Mytilidae	<i>Bathymodiolus puteoserpentis</i> von Cosel, Metivier and Hashimoto	9,Y
Mytilidae	<i>Bathymodiolus septemdiarum</i> Hashimoto and Okutani	8,Y
Mytilidae	<i>Bathymodiolus thermophilus</i> Kenk and Wilson	4,5,Y
Mytilidae	<i>Bathymodiolus</i> n. sp. 1 Hessler and Lonsdale	8,Y
Mytilidae	<i>Bathymodiolus</i> n. sp. 2 (R. Lutz, pers. Comm.)	9,Y
Mytilidae	<i>Bathymodiolus</i> n. sp. 3 (C. Metivier, pers. Comm.)	7,Y
Mytilidae	<i>Bathymodiolid</i> n. sp. (in Van Dover et al., 1996)	9,Y
Mytilidae	<i>Idas (Idasola) washingtonia</i> Bernard	1,W,N
Mytilidae	<i>Adipicola</i> n. sp. (E. Southward, pers. Comm.)	1,Y
Pectinidae	<i>Bathypecten vulcani</i> Schein-Fatton	4,5,Y
Prorobranchia		

Nuculaniidae	<i>Nuculana grasslei</i> Allen	2,?
Solemyidae	<i>Acharax alinae</i> Metivier and van Cosel	7,Y
Solemyidae	<i>Solemya johnsoni</i> Dall	1,N
Arthropoda		
Arachnida		
Acarina		
Halacaridae	<i>Bathyhalacarus</i> sp. Bartsch	9,?
Halacaridae	<i>Copidognathus alvinus</i> Bartsch	9,N
Halacaridae	<i>Copidognathus papillatus</i> Krantz	1,4,5,7,Y
Halacaridae	<i>Copidognathus nautili</i> Bartsch	9,Y
Halacaridae	<i>Halacarellus alvinus</i> Bartsch	9,Y
Halacaridae	<i>Halacarellus auzendei</i> Bartsch	9,Y
Pycnogonida		
Ammonotheidae	<i>Ammonothea verena</i> Child	1,Y
Ammonotheidae	<i>Sericosura cochleifovea</i> Child	8,Y
Ammonotheidae	<i>Sericosura cyrtoma</i> Child and Segonzac	4,Y
Ammonotheidae	<i>Sericosura heteroscela</i> Child and Segonzac	9,Y
Ammonotheidae	<i>Sericosura mitrata</i> Gordon	9,N
Ammonotheidae	<i>Sericosura venticola</i> Child	1,Y
Crustacea/Cirripedia		
Pedunculata		
Brachylepadidae	<i>Neobrachylepas relicha</i> Newman and Yamaguchi	7,Y
Scalpellidae	<i>Neolepas rapanuii</i> Jones	6,Y
Scalpellidae	<i>Neolepas zevinae</i> Newman	3,4,Y
Scalpellidae	<i>Neolepas</i> n. sp. 1 (in Desbruyeres <i>et al.</i> , 1994)	7,Y
Scalpellidae	<i>Neolepas</i> n. sp. 2 (in Fujikura <i>et al.</i> , 1995)	8,Y
Scalpellidae	<i>Neolepas</i> n. sp. 3 (in Southward <i>et al.</i> , 1997)	IND,Y
Scalpellidae	<i>Scillaelepas</i> n. sp. (in Newman, 1985)	3,Y
Scalpellidae	Gen. N. sp. (W Newman, pers. Comm.)	7,Y
Sessilia		
Neoverrucidae	<i>Imbracoverruca</i> n. sp. (in Desbruyeres <i>et al.</i> , 1994)	7,y
Neoverrucidae	<i>Neoverruca brachylepadoformis</i> Newman and Hessler	8,Y
Verrucidae	<i>Verruca</i> n. sp. 1 (in Newman, 1985)	3,Y
Verrucidae	<i>Verruca</i> n. sp. 2 (in Newman, 1985)	
Pachylasmatidae	<i>Eochionelasmus ohtai</i> Yamaguchi and Newman	7,Y
Pachylasmatidae	<i>Eochionelasmus paquensis</i> Yamaguchi and Newman	6,Y
Pachylasmatidae	<i>Eochionelasmus</i> n. sp. (in Desbruyeres <i>et al.</i> , 1994)	7,Y
Crustacea/ Copepoda		
Calanoida		
Spinocalanidae	<i>Isaacsicalanus paucisetus</i> Fleminger	3,Y
Poecilostomatoida		
Clausidiidae	<i>Hyphalion captans</i> Humes	2,Y
Clausidiidae	<i>Hyphalion</i> sp. (in Hashimoto <i>et al.</i> , 1995)	8,?
Erebonasteridae	<i>Amphicrossus altalis</i> Humes and Huys	1,Y
Erebonasteridae	<i>Erebonaster protentipes</i> Humes	2,Y
Uncertain	<i>Laitmatobius crinitus</i> Humes	2,Y
Oncaeidae	<i>Oncaea praeclara</i> Humes	2,3,4,5,Y
Siphonostomatoida		

Dirivultidae	<i>Aphotopontius acanthinus</i> Hurnes and Lutz	4,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius arcuatus</i> Humes	3,4,5,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius atlanteus</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius baculigerus</i> Humes	3,5,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius flexispina</i> Humes	3,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius forcipatus</i> Humes	1,9,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius hydronauticus</i> Humes	4,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius limatulus</i> Humes	3,5,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius mammillatus</i> Humes	2,3,4,5,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius probolus</i> Humes	5,Y
Dirivultidae	<i>Aphotopontius temperatus</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Benthoxyneus spiculifer</i> Humes	1,Y
Dirivultidae	<i>Benthoxyneus tumidiseta</i> Humes	4,Y
Dirivultidae	<i>Ceuthoecetes aliger</i> Humes and Doiri	3,4,5,Y
Dirivultidae	<i>Ceuthoecetes acanthothrix</i> Humes	3,4,5,Y
Dirivultidae	<i>Ceuthoecetes cristatus</i> Humes	3,4,Y
Dirivultidae	<i>Ceuthoecetes introversus</i> Humes	3,5,Y
Dirivultidae	<i>Chasmatopontius thescalus</i> Humes	7,8,Y
Dirivultidae	<i>Cheramyzon abyssale</i> Humes	4,Y
Dirivultidae	<i>Exrma dolichopus</i> Humes	4,Y
Dirivultidae	<i>Exrma singula</i> Humes	3,Y
Dirivultidae	<i>Nilva torifera</i> Humes	3,4,5,Y
Dirivultidae	<i>Rhogobius contractus</i> Humes	3,4,5,Y
Dirivultidae	<i>Rhogobius pressulus</i> Humes	5,Y
Dirivultidae	<i>Rimipontius mediospinifer</i> Hurnes	9,Y
Dirivultidae	<i>Scotoecetes introrsus</i> Humes	4,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius appositus</i> Humes	3,4,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius brevispona</i> Humes	7,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius bulbisetiger</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius cinctiger</i> Humes	3,4,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius cladarus</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius flexus</i> Humes	2,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius hispidulus</i> Humes	3,4,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius latulus</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius lauensis</i> Humes	7,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius humiger</i> Humes	3,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius mirus</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius mucroniferus</i> Humes	2,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius paxillifer</i> Humes	3,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius pectinatus</i> Humes	8,9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius quadrispinosus</i> Humes	1,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius regius</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius rimivagus</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius sentifer</i> Humes	3,4,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius serratus</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius stabilitus</i> Humes	4,8,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius teres</i> Humes	9,Y
Dirivultidae	<i>Stygiopontius verruculatus</i> Humes	3,Y

Ecbathyriontidae	<i>Ecbathyrion prolixicauda</i> Humes	3,4,5,Y
Uncertain	<i>Fissuricola caritus</i> Humes	3,Y
Megapontiidae	<i>Hyalopontus boxshalli</i> Humes	5,Y
Harpacticoidea		
unk	n. sp. (R. Huys, pers. Comm.)	1,Y
Crustacea/Ostracoda		
Mydocopida		
Philomedidae	<i>Euphilomedes climax</i> Kornicker	1,Y
Mydocopida		
Philomedidae	<i>Prionotoleberis styx</i> Kornicker	3,Y
Podocopida		
Cytheruridae	N Gen. n. sp. (in Desbruyeres et al., 1994)	7,Y
Cytheruridae	<i>Xylocythere</i> n. sp. Van Harten	4,Y
?	<i>Poseidonamicus</i> sp. (in Gebruk et al., 1997)	9,?
Crustacea/Pericarida		
Leptostraca		
Nebaliidae	<i>Dahlella caldariensis</i> Hesslaer	3,4,5,Y
Amphipoda		
Amphiloichidae	<i>Gitanopsis alvina</i> Hesser	9,Y
Callopiidae	<i>Oradarea longimana</i> (Boeck)	1,N
Eusiridae	<i>Bouvierella curtirama</i> Bellan-Santini and Thurston	9,Y
Eusiridae	<i>Luckia striki</i> Bellan-Santini and Thurston	9,Y
Lysianassidae	<i>Apotectonia heterostegos</i> Barnard and Ingram	5,Y
Lysianassidae	<i>Euonyx mytilus</i> Barnard and Ingram	4,5,Y
Lysianassidae	<i>Hirondellea glutonis</i> Barnard and Ingram	4,5,Y
Lysianassidae	<i>Orchomene abyssorum</i> Barnard and Ingram	5,Y
Lysianassidae	<i>Orchomene distinctus</i> Barnard and Ingram	4,Y
Lysianassidae	<i>Tectovalopsis diabolus</i> Barnard and Ingram	4,Y
Lysianassidae	<i>Tectovalopsis wegneri</i> Barnard and Ingram	4,Y
Lysianassidae	<i>Transtectonia torrentis</i> Barnard and Ingram	4,Y
Lysianassidae	<i>Ventiella sulfuris</i> Barnard and Ingram	2,3,4,5,Y
Pardaliscidae	<i>Halice hesmonectes</i> Martin, France and Van Dover	4,Y
Pardaliscidae	<i>Pardalisca endeavouri</i> Shaw	1,Y
Sebidae	<i>Seba profundus</i> Shaw	1,Y
Stegocephalidae	<i>Steleuthera ecoprophycea</i> Bellan-Santini and Thurston	9,Y
Stegocephalidae	<i>Ecuandania</i> sff Ingens Stebbing	9,Y
Isopoda		
Criptoniscidae	<i>Thermaloniscus cotylophcrus</i> Bourdon	4,Y
Tanaidacea		
Leptognathiidae	<i>Leptognathia ventralis</i> Hasen	7,N
Leptognathiidae	<i>Typlotanais</i> sp Hansen	7,?
Crustacea/Eucarida		
Decapoda		
Alvinocarididae	<i>Alvinocaris longirostris</i> Williams	8,Y
Alvinocarididae	<i>Alvinocaris lusca</i> Williams and Chace	4,5,Y
Alvinocarididae	<i>Alvinocaris markensis</i> Williams	9,Y
Alvinocarididae	<i>Alvinocaris</i> sp (in Desbruyeres et al., 1994)	7,Y
Alvinocarididae	<i>Chorocaris chacei</i> Williams and Rona	9,Y

Alvinocarididae	<i>Chorocaris vandoverae</i> Martin and Hessler	7,8,Y
Alvinocarididae	<i>Chorocaris</i> sp. (in Desbruyeres et al., 1994)	7,?
Alvinocarididae	<i>Iorania concordia</i> Vereshchaka	9,Y
Alvinocarididae	<i>Rimicaris exoculata</i> Williams and Rona	9,Y
Alvinocarididae	<i>Rimicaris aurantiaca</i> Martin et al.	9,Y
Mirocaridae	<i>Mirocaris (Chorocaris) fortunata</i> Martin and Christiansen	9,Y
Mirocaridae	<i>Mirocaris keldyschi</i> Vereshchaka	9,Y
Hippolytidae	<i>Lebbeus carinatus</i> de Saint Laurent	4,Y
Hippolytidae	<i>Lebbeus washingtonianus</i> (in Fujikura et al., 1995)	8,N
Hippolytidae	<i>Lebbeus</i> sp. (in Desbruyeres et al., 1994)	7,?
Nephropidae	<i>Thimopides</i> sp. (in Segonzac, 1992)	9,?
Oplophoridae	<i>Acanthephyra purpurea</i> Milne-Edwards	9,N
Oplophoridae	<i>Systellapsis braueri</i> Balss	4,N
Candea	<i>Paracrangon</i> n. sp. (in Fujikura et al., 1995)	8,Y
Chirostylidae	<i>Uroptychus bicavatus</i> Baba and de Saint Laurent	7,Y
Chirostylidae	<i>Uroptychus thermalis</i> Baba and de Saint Laurent	7,Y
Chirostylidae	<i>Uroptychus</i> n. sp. (A. Williams, pers. Comm.)	7,Y
Chirostylidae	N. Gen. n. sp. (A. Williams, pers. Comm.)	7,Y
Galatheidae	<i>Munida magniantennulato</i> Baba and Turkey	7,Y
Galatheidae	<i>Munidopsis alvisca</i> Williams	1,2,Y
Galatheidae	<i>Munidopsis</i> cf. <i>crassa</i> Segonzac	9,?
Galatheidae	<i>Munidopsis lauensis</i> Baba and de Saint Laurent	7,Y
Galatheidae	<i>Munidopsis lentigo</i> Williams and Van Dover	3,Y
Galatheidae	<i>Munidopsis marianica</i> Williams and Baba	8,Y
Galatheidae	<i>Munidopsis starmer</i> Baba and de Saint Laurent	7,Y
Galatheidae	<i>Munidopsis subsquamosa</i> Henderson	3,4,5,N
Galatheidae	<i>Munidopsis</i> sp. (in Fujikura et al., 1995)	8,?
Bythograeidae	<i>Austinograea alaysae</i> Guinot	7,Y
Bythograeidae	<i>Austinograea williamsi</i> Hessler and Martin	7,8,Y
Bythograeidae	<i>Bythograea intermedia</i> de Saint Laurent	5,Y
Bythograeidae	<i>Bythograea laubieri</i> Guinot and Segonzac	6,Y
Bythograeidae	<i>Bythograea microps</i> de Saint Laurent	3,4,Y
Bythograeidae	<i>Bythograea thermydron</i> Williams	3,4,5,Y
Bythograeidae	<i>Cyanograea praedator</i> de Saint Laurent	3,4,Y
Bythograeidae	<i>Segonzacia mesatlantica</i> Williams	9,Y
Geryonidae	<i>Chacen affinis</i> Milne-Edwards and Bouvier	9,Y
Lithodidae	<i>Paralomis jamsteci</i> Takeda and Hashimoto	8,Y
Lithodidae	<i>Paralomis</i> sp. (in Desbruyeres et al., 1994)	7,?
Majidae	<i>Macroregonia macrochira</i> Sakai	1,N
Echinodermata		
Echinoidea		
Echinoidea		
Echinidae	<i>Echinus alexandri</i> Danielssen and Koren	9,N
Holothuroidea		
Apodida		
Synaptidae	<i>Chirodota</i> n. sp. (in Desbruyeres et al., 1994)	7,Y
Stelleroidea		
Asteroida		

Goniasteridae	<i>Ceramaster misakiensis</i> (in Hashimoto <i>et al.</i> , 1995)	8,N
Ophiurida		
Ophiuridae	<i>Ophioctenella acies</i> Tyler <i>et al.</i>	9,Y
Hemichordata		
Enteropneusta		
Saxipendiiidae	<i>Saxipendium coronatum</i> Woodward and Sensenbaugh	4,5,Y

Table 5-4. Vagrant taxa observed near hydrothermal vents. Most of these octopods and fish are most likely to be 'visitors' at vents although several, such as *Themarces*, are obviously abundant inhabitants of vents. Numbers and letters in the last column are the same annotations as Table 5-3

Mollusca		
Cephalopoda		
Octopoda		
Cirroteuthidae	<i>Cirroteuthis magna</i> Hoyle	9,N
Octopodidae	<i>Graneledone</i> spp.	5,?
Octopodidae	<i>Benthoctopus</i> spp	5,?
Chordata		
Chondrichthyes		
Chimaeriformes		
Chimaeridae	<i>Hydrolagus mirabilis</i> Collett	9,N
Chimaeridae	<i>Hydrolagus pallidus</i> Hardy and Stehmann	9,?
Scyliorhinidae	<i>Apristurus maderensis</i> Cadenat and Maul	9,N
Squaliformes		
Squalidae	<i>Centroscymnus coelolepis</i> Bocage and Capello	9,N
Squalidae	<i>Etmopterus mirabilis</i> (Collett)	9,N
Squalidae	<i>Etmopterus princeps</i> Collett	9,N
Squalidae	<i>Etmopterus pusillus</i> (Lowe)	9,N
Osteichthyes		
Anguilliformes		
Synphobranchidae	<i>Ilyophis blachei</i> Saldanha and Merrett	9,?
Synphobranchidae	<i>Simenchelys parasitica</i> Goode and Bean	9,N
Synphobranchidae	<i>Synphobranchus kaupi</i> Johnson	9,N
Synphobranchidae	<i>Thermobiotus mytilogeiton</i> Geistdoerfer	7,Y
Beryciformes		
Berycidae	<i>Beryx splendens</i> Lowe	9,N
Gadiformes		
Gadidae	<i>Gaidropsarus</i> n. sp. Saldanha and Biscoito	9,Y
Macrouridae	<i>Coelorhynchus</i> cf. <i>labiatus</i> (Koehler)	9,N
Macrouridae	<i>Nematonurus armatus</i> Hector	9,N
Moridae	<i>Lepidion ? schmidti</i> Svetovidov	9,N
Moridae	<i>Mora moro</i> (Risso)	9,N
Lophiiformes		
Chaunacidae	<i>Bathychaunax roseus</i> (Barbour)	9,N
Chaunacidae	<i>Chaunax</i> sp. Biscoito & Saldanha	9,?
Notacanthiformes		
Notacanthidae	<i>Polyacanthonotus</i> cf. <i>rissoanus</i> (Filippi and Verany)	9,N
Ophidiiformes		
Bythitidae	<i>Cataetix laticeps</i> Koefoed	9,N
Perciformes		
Apogonidae	<i>Epigonus telescopus</i> (Risso)	9,N
Bythitidae	<i>Bythites hollisi</i> Cohen, Rosenblatt and Haedrich	3,4,5,Y
Cycopteridae	<i>Careproctus hyaleus</i> Geistdoerfer	4,Y
Zoarcidae	<i>Pachycara gymnum</i> Anderson and Peden	1,N

Zoarcidae	<i>Pachycara thermophilum</i> Geistdoerfer	9,Y
Zoarcidae	<i>Termarces cerberus</i> Rosenblatt and Cohen	3,4,Y
Scorpaeniformes		
Scorpaenidae	<i>Trachyscorpia cristulata</i> (Koehler)	9,N
Zeiformes		
Oreosomatidae	<i>Neocyttus helgae</i> (Holt and Byrne)	9,N

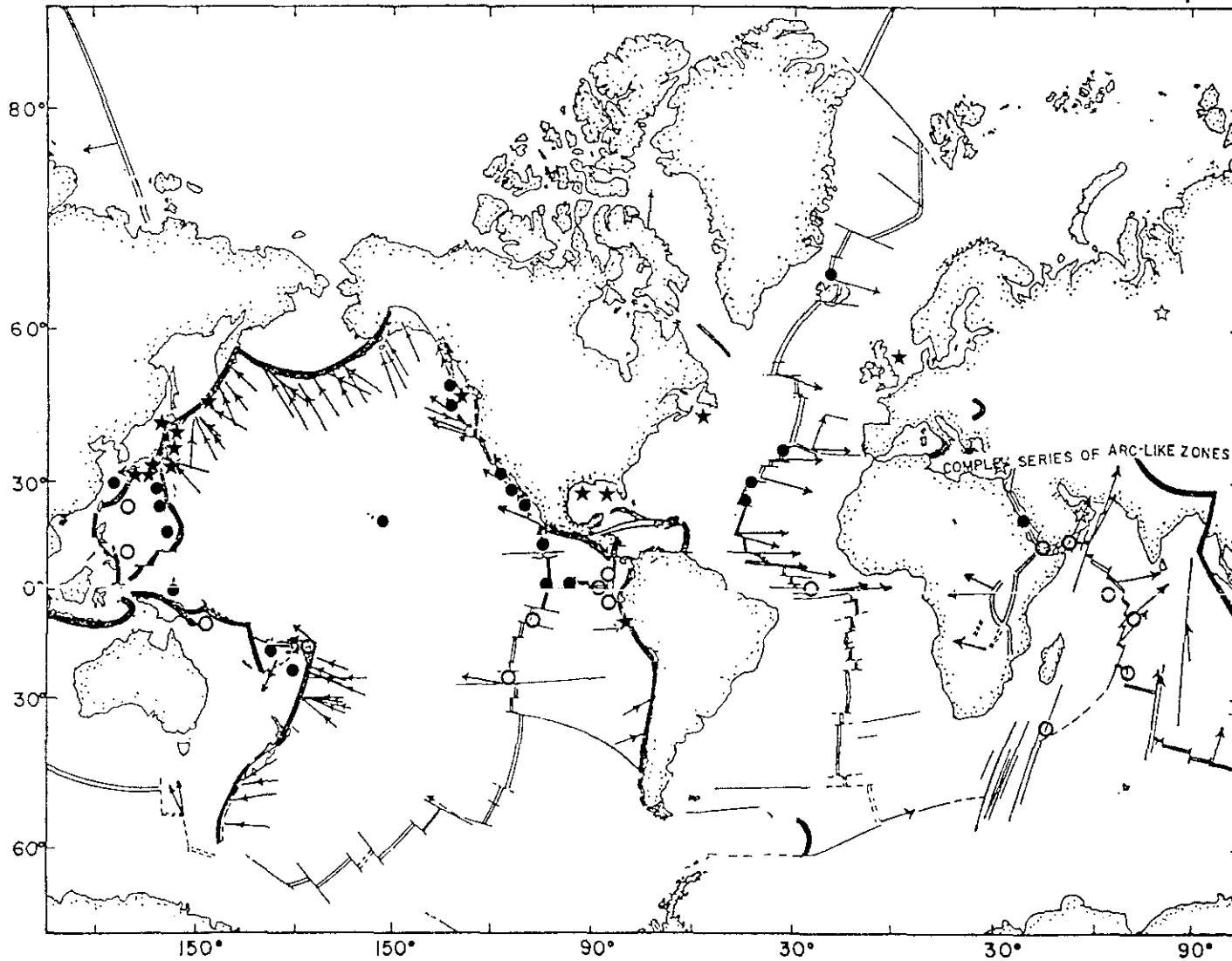


Fig. 5-1. Distribution of the known hydrothermal vents and cold seep communities
●: Hydrothermal vent communities, ○: Vent activity or vent origin sediment,
★ cold seep communities, ☆: Fossile of hydrothermal vent community,
←: Divergence and convergence of plates.

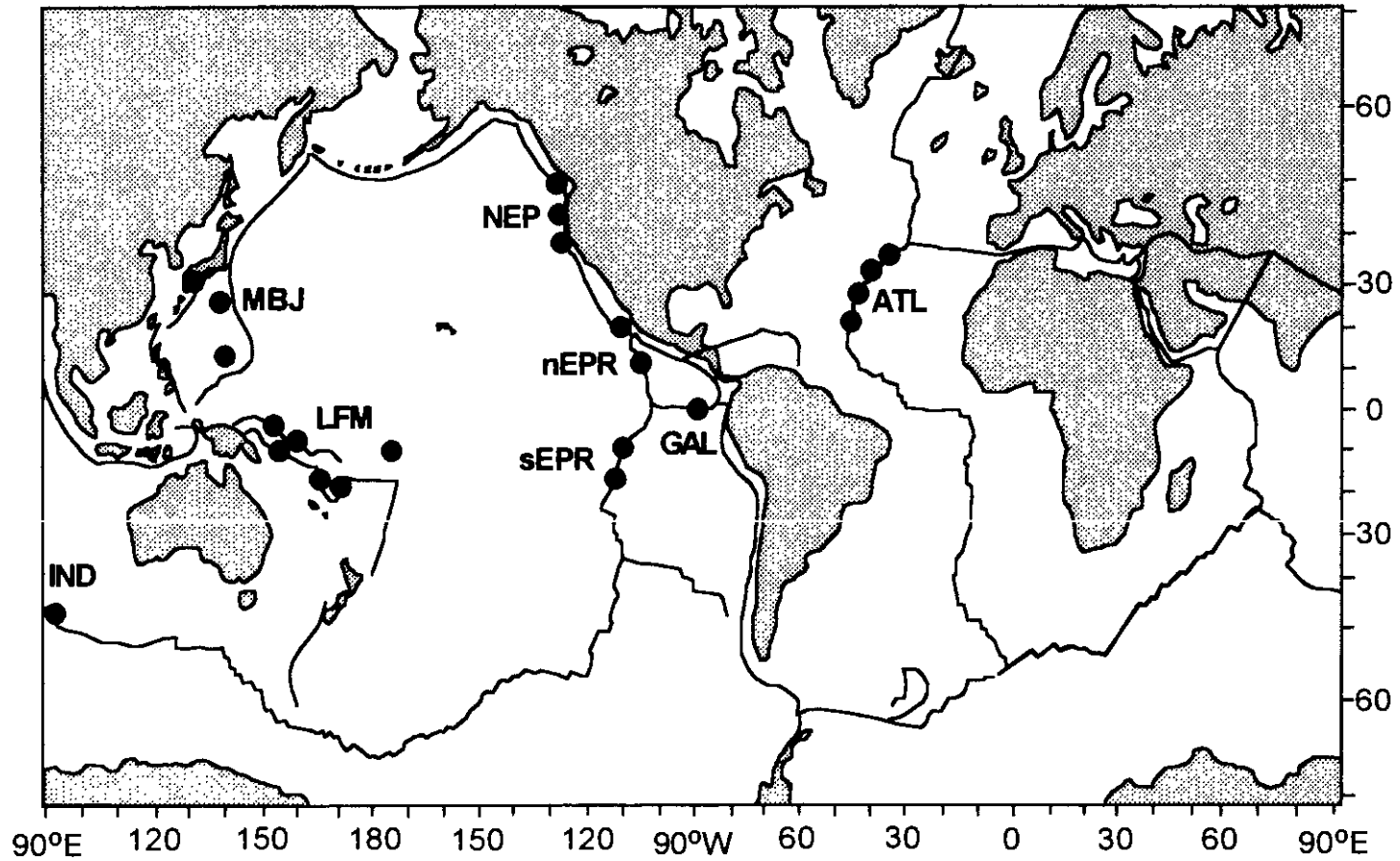


Fig. 5-2. Distribution of major vent sites around the world. Each dot may incorporate several vent fields. The initials refer to generalized regions discussed in the text. IND=southeast Indian Ridge, LFM=Lau, Fiji, Manus, Woodlark and Lihir sites. MBJ=Marianas, Bonin and Okinawa sites. NEP=Explorer, Juan de Fuca and Gorda Ridges. nEPR=9° through 21°N East Pacific Rise (including Guaymas Basin). GAL=Galapagos Rift. sEPR=17°S through 25°S. ATL=mid-Atlantic Ridge sites. (After Tunnichliff *et al.*, 1998)

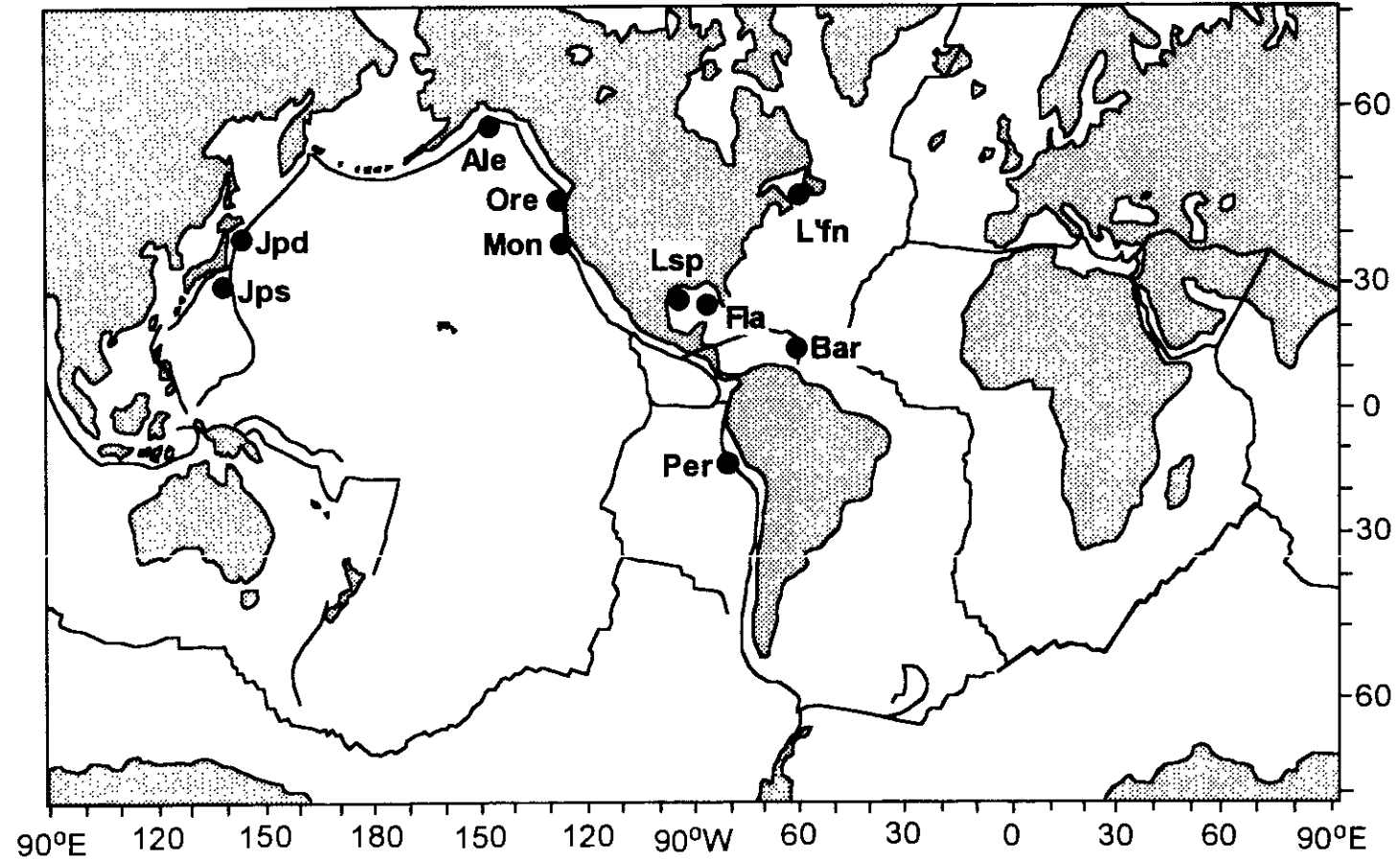


Fig. 5-3. Location of margin could seeps below 500m (field circles) and whales carcasses. Only the better-known seeps are shown: Jps=shallow Japan; Jpd=Japan Trench; Ale=Aleutian Trench; Ore=Oregon margin; Mon=Monterey Canyon; Per=Peru Margin; Lsp=Louisiana slope; Fla=Florida margin; Bar=Barbados Prism; Lfn=Laurentian fan. (More information about these and other sites can be found in Sibuet and Olu, 1998.)

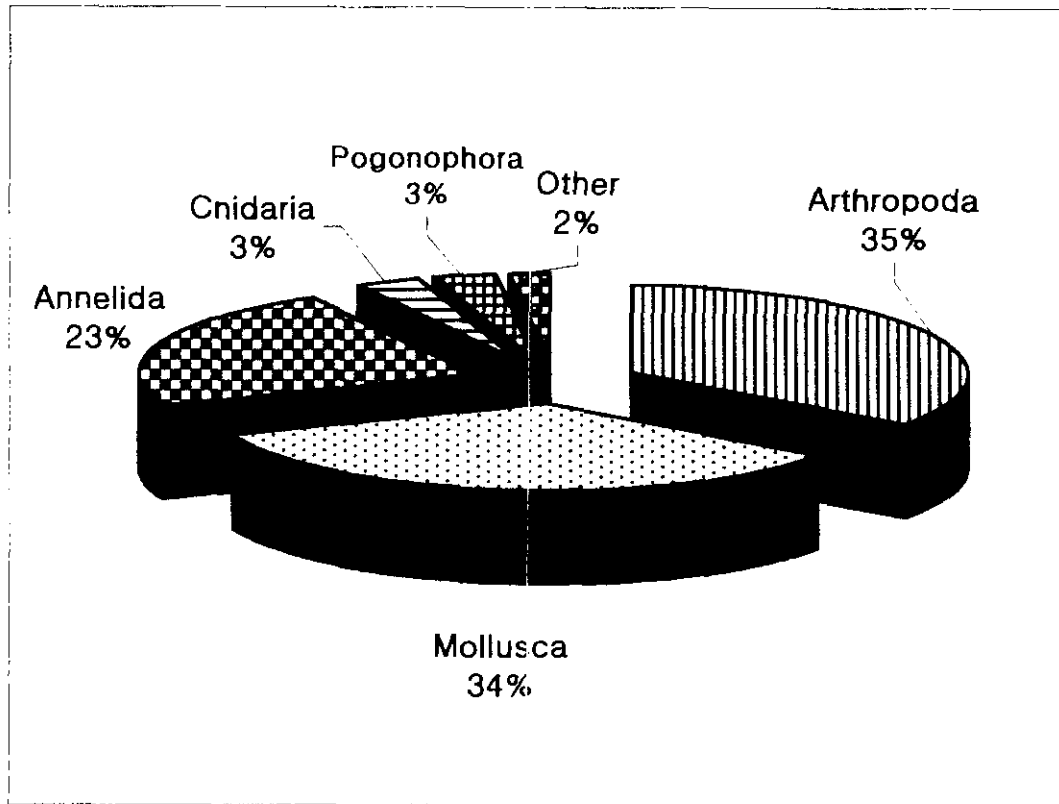


Fig. 5-4. Overall composition of the total invertebrate fauna (as listed in Table 5-3) recorded from vents. (After Tunnicliff *et al.*, 1998)

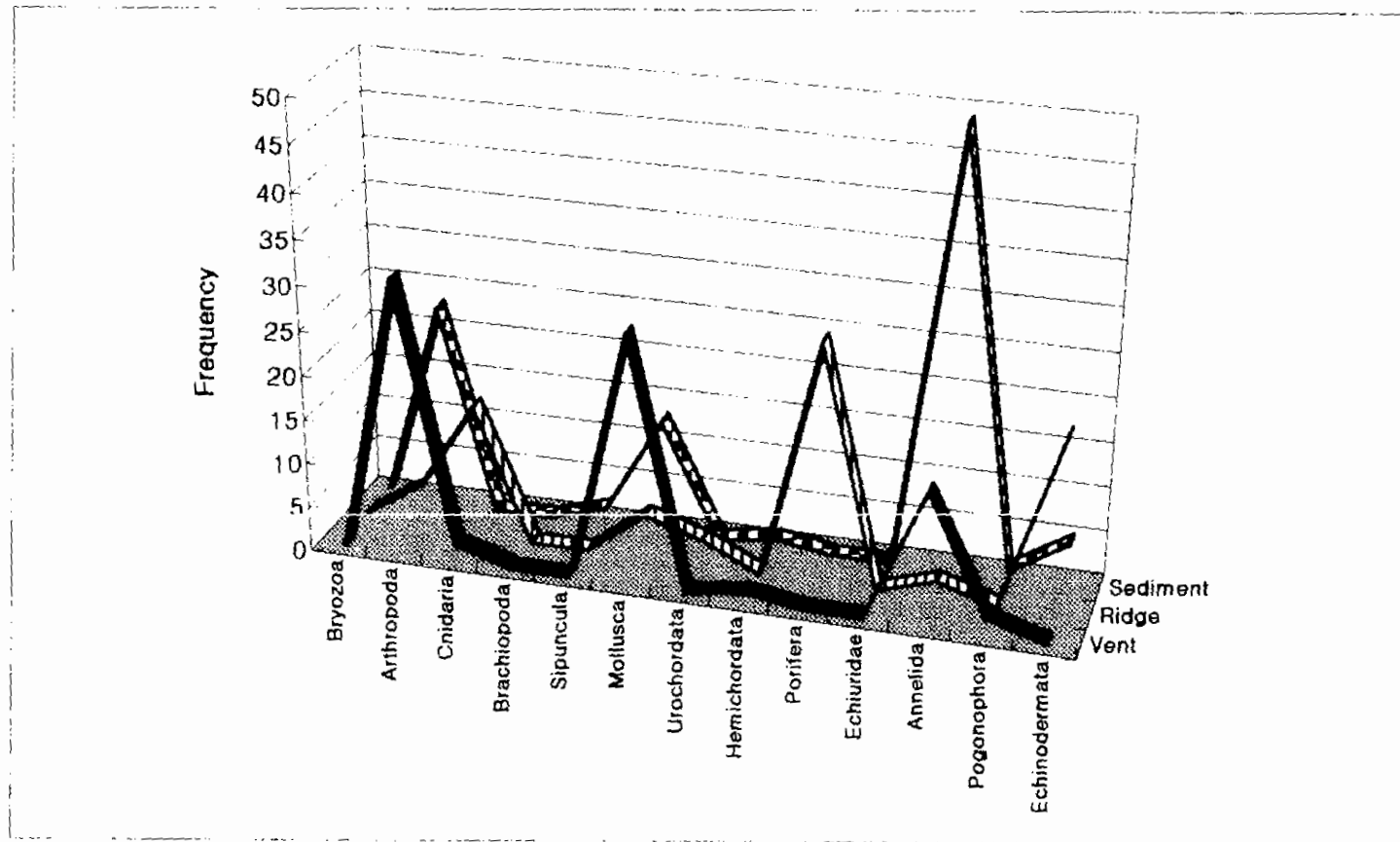


Fig. 5-5. Frequency (%) of major invertebrate phyla at vents compared to adjacent bare ridgecrest and deep-sea sediments. (Ridge data are compiled from Carey *et al.*, 1990, and Copley *et al.*, 1996, and sediment data are drawn from Grassle and Maciolek, 1992).

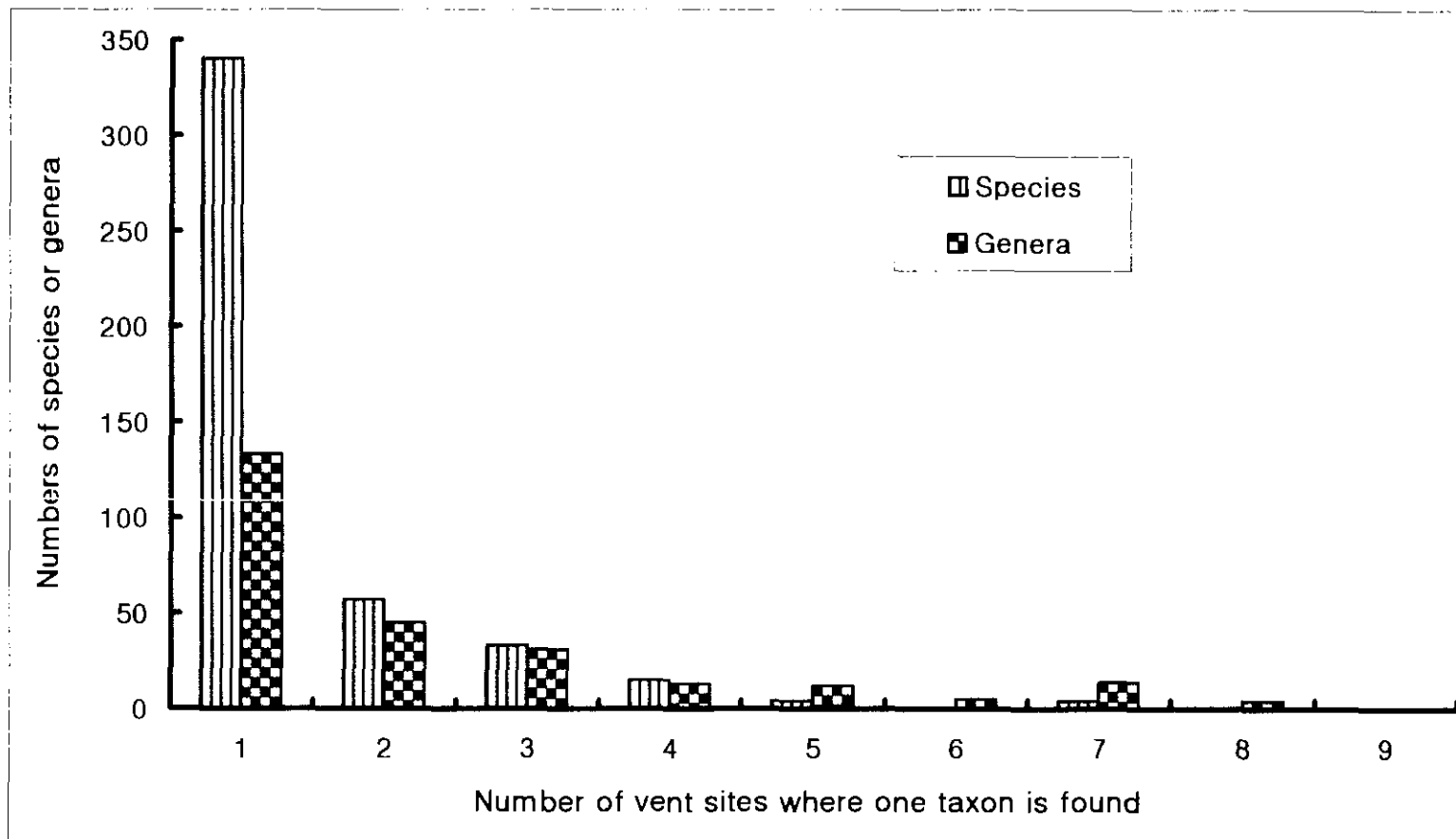


Fig. 5-6. Representation of the range of invertebrate vent species and genera. The number of sites at which each species and each genus occurs was tabulated. "Sites" are those listed in Table 5-3. The dominant pattern is that the great majority of species are found at only one site. Genera tend to have wider ranges.

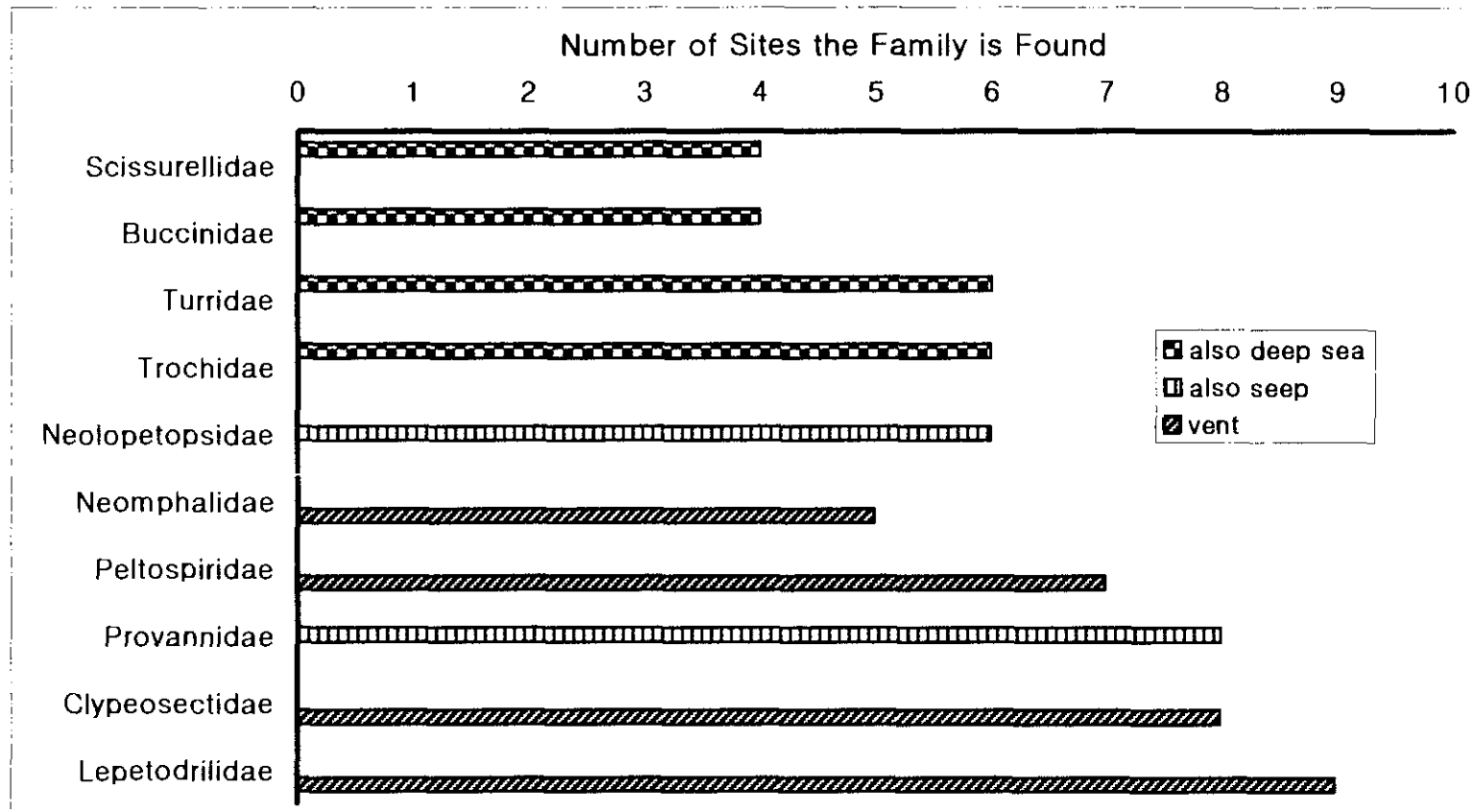


Fig. 5-7. Gastropod families with the widest vent distributions. Families known also from the deep sea are not among the most widely distributed families at vents. (After Tunnicliff *et al.*, 1998)

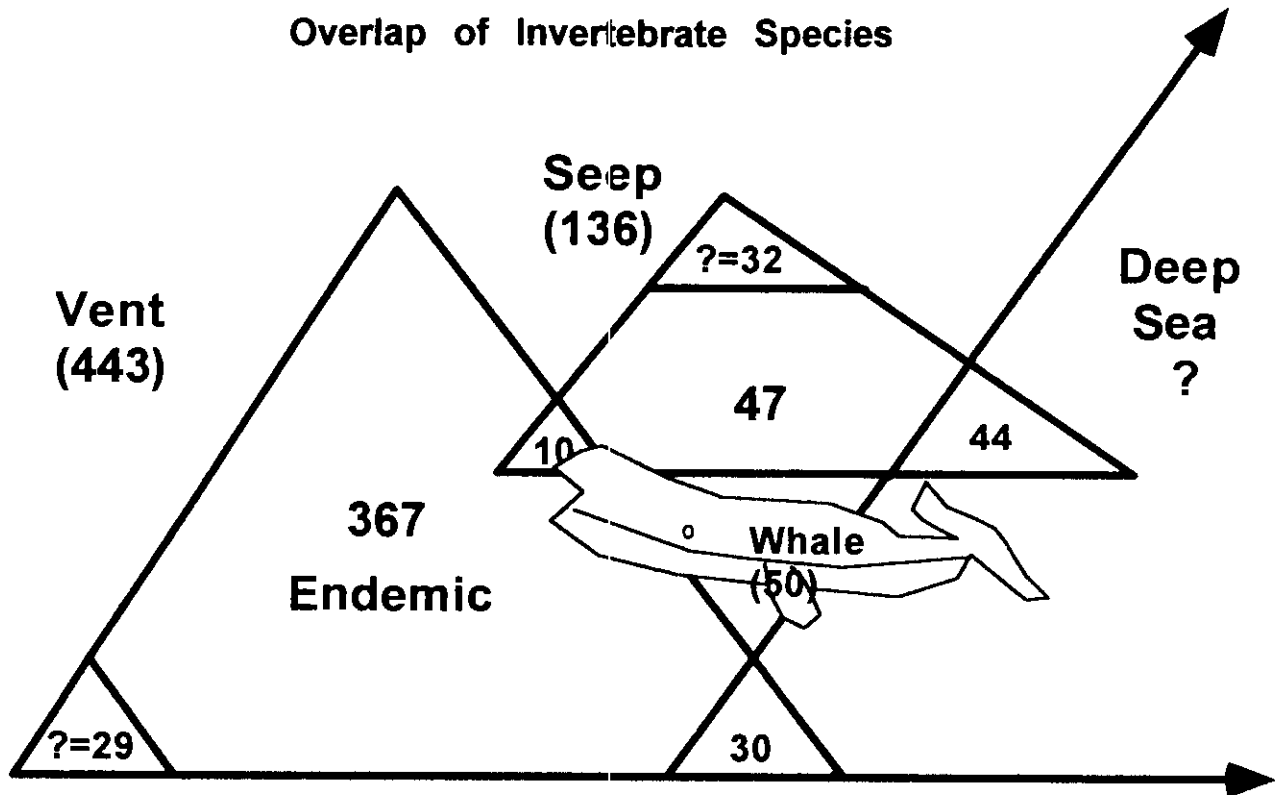


Fig. 5-8. Overlap of species among sulphide-rich habitats and the seep sea. Vent and seep habitats are represented by triangles overlapping with each other and with the seep sea. Species displayed within the triangle represent the number of endemics, while the number of overlap species are also indicated (? means species not yet identified). The whale represents the species found on decaying bones on the ocean floor. Of the total whale bone species shown, two species are known from whale bones, seeps and vents: one is found at bone, vent and deep sea; four are known from vents and bone, while one other is known only from bone and seeps; the remainder are endemic to bones. (Adapted from Tunnicliff *et al.*, 1998)

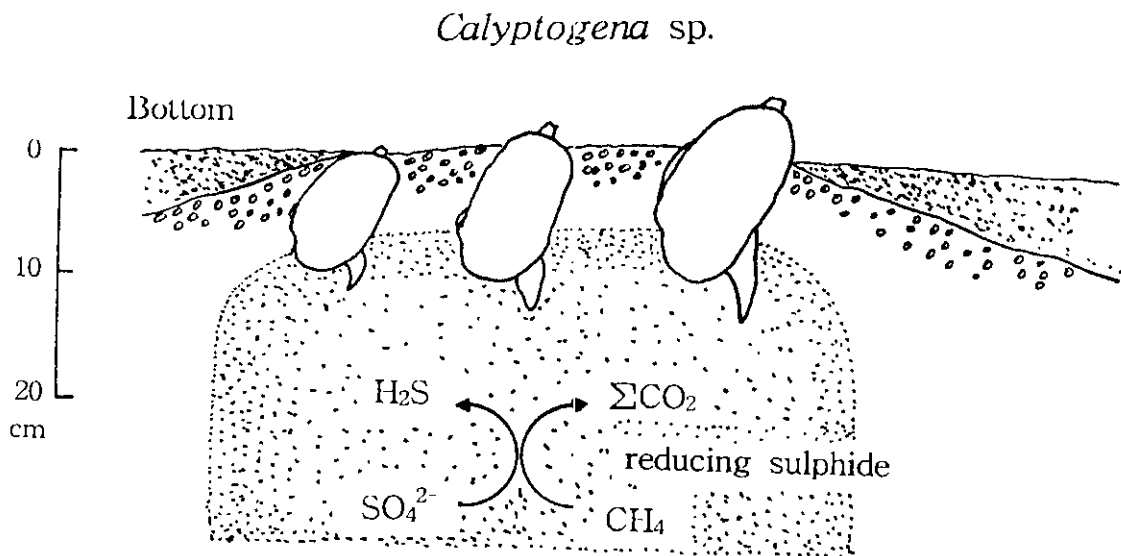


Fig. 5-9. The intake of hydrogen sulphide by *Calyptogenia* sp. in sediments.

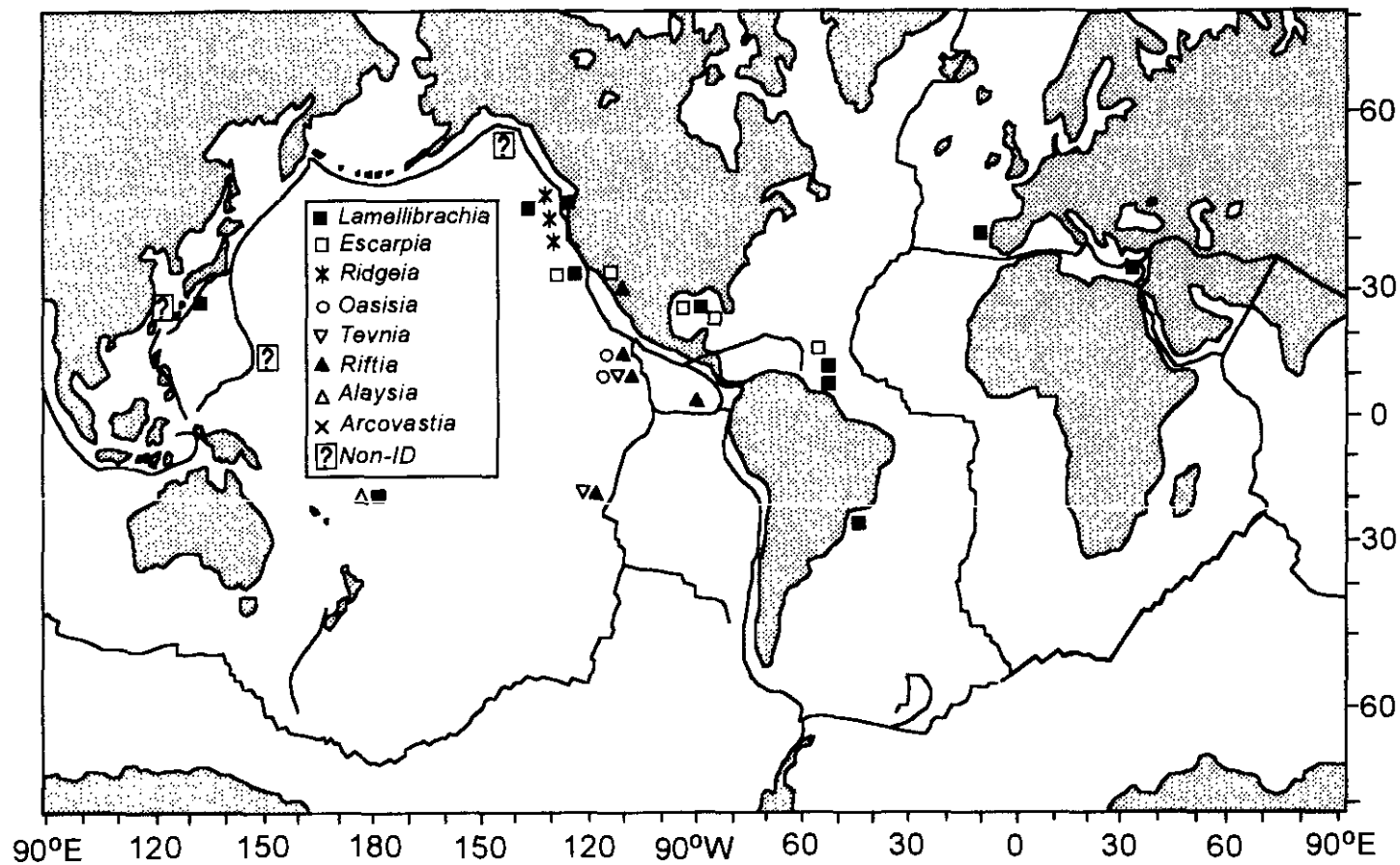


Fig. 5-10. Distribution of vestimentiferan tubeworm genera in vent, seep and other habitats. Each genus is represented by one symbol. Note the highly localized distribution of vent genera compared to the global spread of Lamellibrachia, (Adapted from Southward *et al.*, 1996)

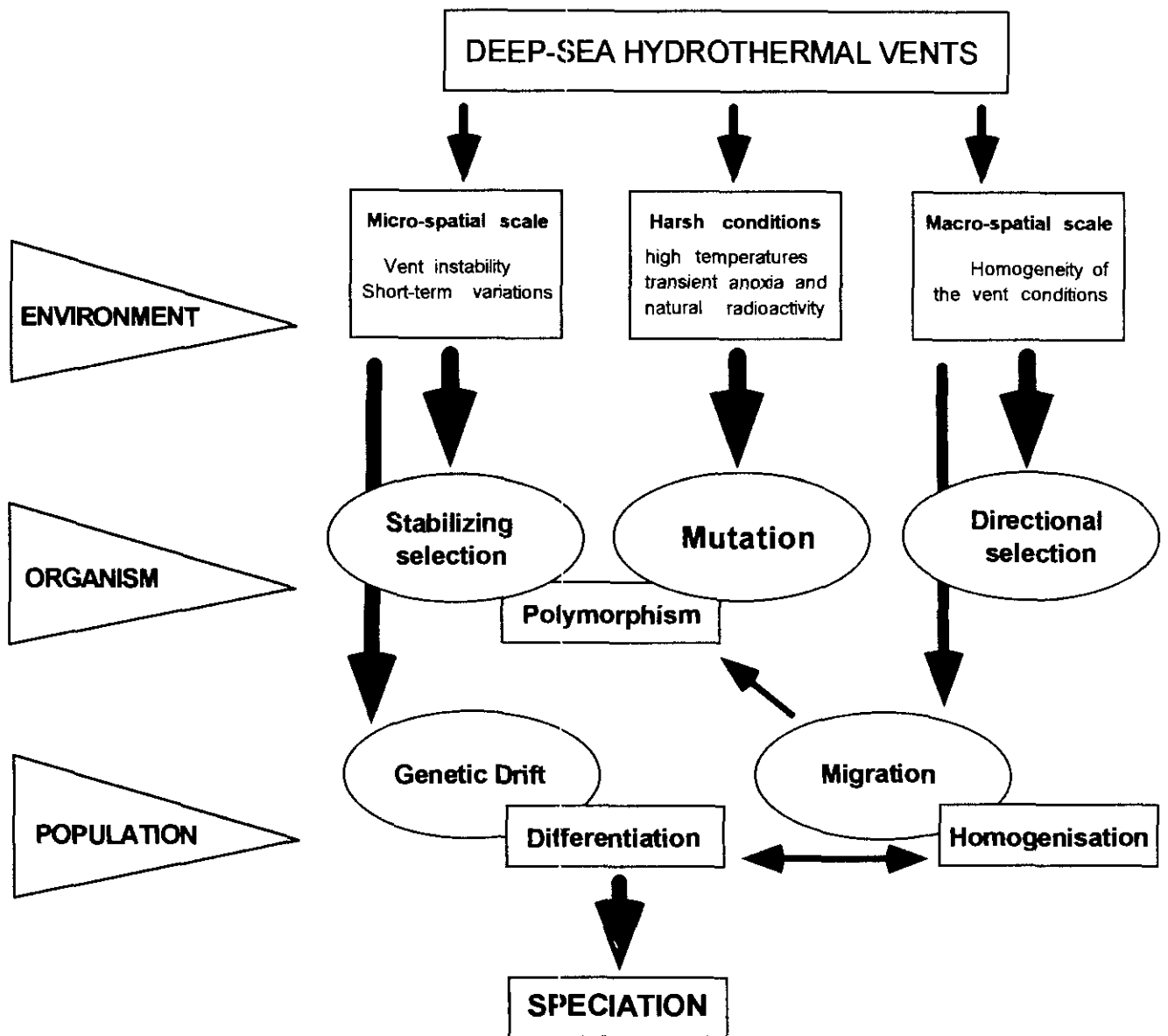


Fig. 5-11. Summary diagram to illustrate the factors presumed to induce speciation in the hot vent environment.



Fig. 5-12. The model of hydrothermal vent and communities in East Pacific Rise.



Fig. 5-13. Black smoker in hydrothermal vent.

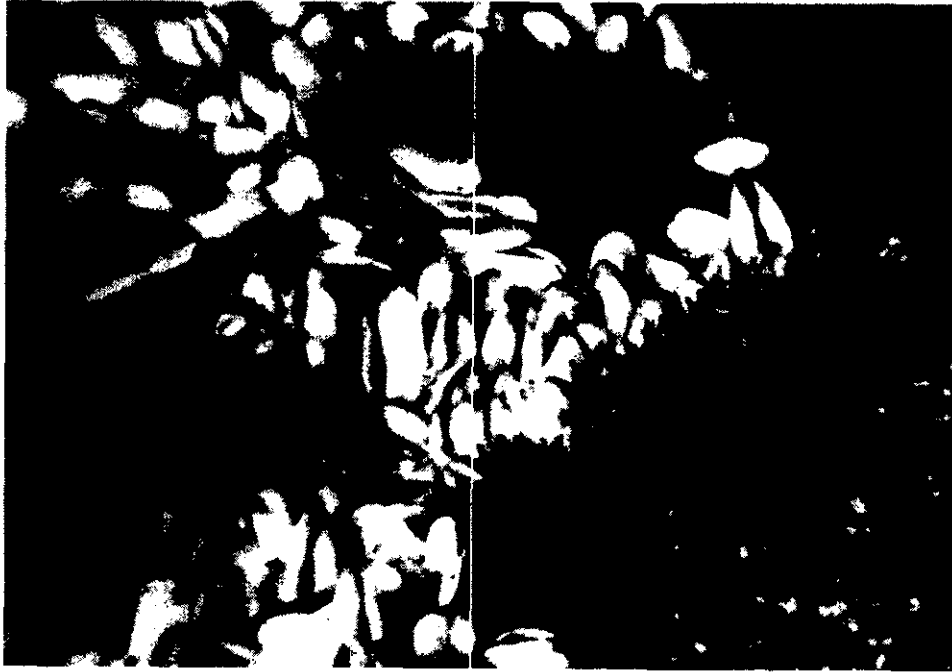


Fig. 5-14. Giant clam *Calyptrigene* sp. colonizing on the sediment and a stone crab *Paralomis* sp. Scalpellids cover the outcropping rocks, Hydrothermal Vent.



Fig. 5-15. Cold-seep communities in Sagami Bay.

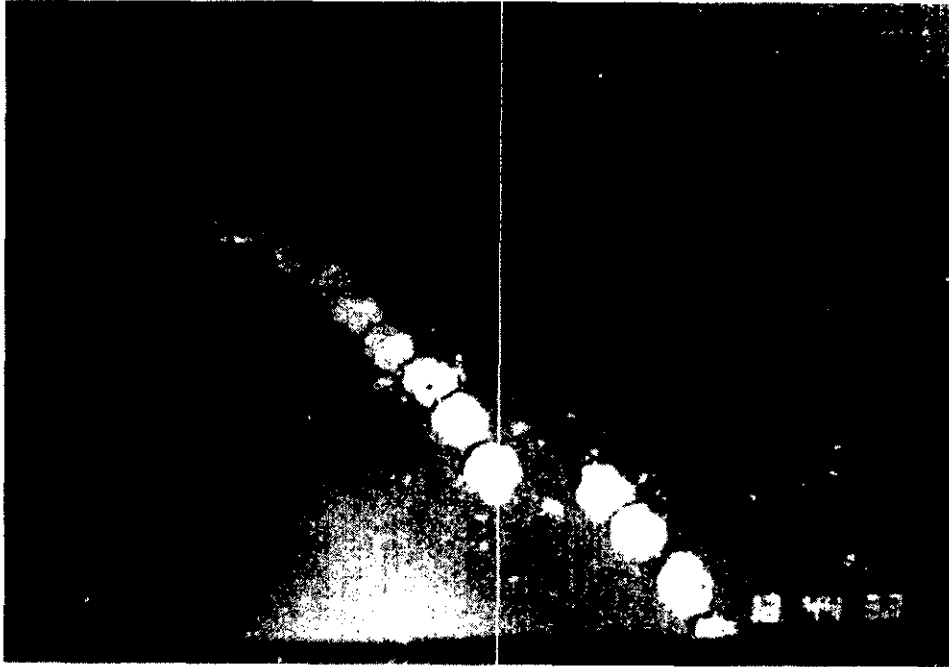


Fig. 5-16. Overview of the Torishima whale bone animal community (TOWBACK) taken from the tail site.



Fig. 5-17. Elongated type of medium-size mussel, *Bathymodiolus* sp.



Fig 5-18. Large vestimentiferan tube worm protruding gill filaments and obturaculum.



Fig. 5-19. The living vestimentiferan tube worm in aquarium in the Japan Marine Science and Technology Center.

제 6 장 결 어

제 6 장 결 어

연구지역인 압해구 지역은 캐롤라인판과 태평양판이 필리핀판 아래로 섭입 하면서 발달된 지역으로 북쪽으로는 마리아나해구와 접하고 남쪽으로는 팔라오 해구와 접해있으며, 동경 $137^{\circ} 28' \sim 138^{\circ} 55'$, 북위 $8^{\circ} 28' \sim 9^{\circ} 02'$ 에 위치한다. 압해구는 V-형의 가파른 섭입각을 갖는 해구형태를 지니며, 퇴적층후는 얇다. 또한 탄성파탐사 결과 과거에 섭입작용이 활발하였음을 시사하는 역단층도 나타난다. 그러나 과거 활발하였던 해구의 섭입작용 및 분지에서의 확장작용이 현재도 지속적으로 진행되는지의 여부는 아직 불분명하다. 수층의 물리·화학 자료에서는 현재 연구해역 해수 중에 직접적으로 열수기원의 물질이 유입된 뚜렷한 증거를 찾기 어려웠다. 압해구 배호분지에서 채취된 암석은 조면암질 현무암, 안산암, 데사이트로 구성되어 있으며, 호상열도 시료의 전형적 특징을 보인다. 이러한 다양한 마그마의 진화 양상으로 판단할 때 과거 마그마의 진화와 분출에서 기원한 열수작용이 있었을 가능성이 크다. 그리고 데사이트로까지 진화한 마그마의 분화로 판단할 때 열수광상의 형성 가능성은 충분한 것으로 생각된다. 실질적으로 일부시료에서는 열수광상의 특징을 나타내는 세맥상의 황화광물이 산출되기도 한다. 압해구 일대에서 채취된 피스톤 코어 퇴적물을 육안 관찰한 결과 화산활동의 징후로 보이는 층들이 하부 층에서 관찰된다. 미고생물 연구에 의하면 이 피스톤 코어의 전 깊이 퇴적물은 21만년 이후의 현생퇴적물로 판단된다. 그러나 화학분석 결과에서 화산활동이나 열수 작용에 대한 지화학적 증거는 아직 발견하지 못하였다. 한편, 망간각에 대한 분석 결과 이 지역 망간각이 열수 기원임을 지시하는 특징적 징후는 발견할 수 없었다. 그러나 이들 망간각이 전형적인 수성기원 망간각에 비해 빠른 성장속도를 보임을 고려할 때 열수에 의한 망간각으로의 급속공급 가능성을 배제할 수 없다.

전체적으로 연구지역에서 현재 열수작용이 있다는 직접적 증거는 포착되지는 않았지만, 그 가능성을 배제할 수는 없다. 과거에는 열수작용 또는 화산작용이 활발했던 것으로 사료된다.

APPENDIX

Appendix 1. Meteorological information during the Cruise

DATE : 1998년 8월 21일 맑음(BC) 흐림(C) 아주흐림(O) 비(R) 안개(F)

Local Time	Location		Wind		Barometer (mbar)	Temperature(°C)		Weather
	(N)	(W)	Dir	Force		Dry	Sea	
04:00	9° 01.195'	142° 17.740'	ESE	3	1010	26		BC
08:00	8° 52.565'	141° 22.428'	ESE	3	1010	30		BC
12:00	8° 45.449'	140° 26.534'	SE	2	1010	30	31	BC
16:00	8° 36.425'	139° 29.846'	SE	2	1009	31		BC
20:00	8° 30.164'	138° 44.209'	S	2	1010	28		BC
24:00	8° 35.825'	138° 16.691'	S	2	1010	27		BC

DATE : 1998년 8월 22일 맑음(BC) 흐림(C) 아주흐림(O) 비(R) 안개(F)

Local Time	Location		Wind		Barometer (mbar)	Temperature(°C)		Weather
	(N)	(W)	Dir	Force		Dry	Sea	
04:00	8° 41.462'	137° 49.098'	SE	1	1010	27		BC
08:00	8° 50.167'	137° 32.186'	SE	2	1011	31		BC
12:00	8° 40.440'	138° 19.616'	S	1	1011	29	31	BC
16:00	8° 43.435'	138° 47.572'	N	1	1010	29		BC
20:00	8° 46.749'	138° 29.834'	N	2	1011	29		BC
24:00	8° 50.429'	138° 11.818'	NE	2	1011	28		BC

DATE : 1998년 8월 23일 맑음(BC) 흐림(C) 아주흐림(O) 비(R) 안개(F)

Local Time	Location		Wind		Barometer (mbar)	Temperature(°C)		Weather
	(N)	(W)	Dir	Force		Dry	Sea	
04:00	8° 54.398'	137° 52.502'	E	1	1012	27		BC
08:00	8° 58.528'	137° 32.313'	E	4	1012	26		R
12:00	8° 46.650'	137° 56.988'	W	3	1011	26	31	O
16:00	8° 51.037'	137° 36.581'	NE	2	1009	29		C
20:00	8° 58.320'	137° 28.507'	ESE	3	1010	28		C
24:00	8° 55.518'	137° 31.809'	SE	5	1011	28		BC

Appendix 1. continued.

DATE : 1998년 8월 24일 맑음(BC) 흐림(C) 아주흐림(O) 비(R) 안개(F)

Local Time	Location		Wind		Barometer (mbar)	Temperature(°C)		Weather
	(N)	(W)	Dir	Force		Dry	Sea	
04:00	8° 55.028'	137° 38.059'	SE	3	1010	27		BC
08:00	8° 55.257'	137° 37.412'	SE	3	1012	29		BC
12:00	8° 54.644'	137° 37.628'	S	1	1012	31	31	BC
16:00	8° 56.678'	137° 40.733'	S	1	1010	29		BC
20:00	8° 54.294'	137° 41.202'	S	2	1010	28		BC
24:00	8° 52.739'	137° 39.210'	NE	3	1011	28		BC

DATE : 1998년 8월 25일 맑음(BC) 흐림(C) 아주흐림(O) 비(R) 안개(F)

Local Time	Location		Wind		Barometer (mbar)	Temperature(°C)		Weather
	(N)	(W)	Dir	Force		Dry	Sea	
04:00	8° 58.052'	137° 41.042'	E	1	1010	27		BC
08:00	8° 57.188'	137° 41.009'	E	2	1011	29		BC
12:00	8° 49.008'	138° 00.034'	ENE	3	1010	30	31	BC
16:00	8° 46.421'	138° 08.905'	E	2	1010	30		BC
20:00	8° 37.498'	138° 44.836'	NE	3	1009	29		BC
24:00	8° 32.275'	138° 37.951'	NE	4	1009	28		BC

DATE : 1998년 8월 26일 맑음(BC) 흐림(C) 아주흐림(O) 비(R) 안개(F)

Local Time	Location		Wind		Barometer (mbar)	Temperature(°C)		Weather
	(N)	(W)	Dir	Force		Dry	Sea	
04:00	8° 31.015'	138° 38.317'	NE	4	1010	27		C
08:00	8° 42.869'	138° 45.087'	NE	3	1010	28		C
12:00	8° 45.941'	138° 31.331'	SE	5	1010	27	31	R
16:00	8° 46.444'	138° 30.752'	ESE	3	1010	27		O
20:00	8° 57.582'	137° 41.057'	W	3	1011	27		C
24:00	8° 54.828'	137° 40.337'	W	2	1011	27		O

Appendix I. continued.

DATE : 1998년 8월 27일 맑음(BC) 흐림(C) 아주흐림(O) 비(R) 안개(F)

Local Time	Location		Wind		Barometer (mbar)	Temperature(°C)		Weather
	(N)	(W)	Dir	Force		Dry	Sea	
04:00	8° 53.414'	137° 43.304'	NW	1	1010	27		BC
08:00	8° 48.334'	137° 34.958'	NW	2	1011	27		BC
12:00	8° 57.397'	137° 34.942'	NE	2	1011	30	31	BC
16:00	TRANSIT		NE	2	1011	29		BC
20:00	TRANSIT		\	2	1010	27		BC
24:00	TRANSIT		\	3	1010	27		BC

DATE : 1998년 8월 28일 맑음(BC) 흐림(C) 아주흐림(O) 비(R) 안개(F)

Local Time	Location		Wind		Barometer (mbar)	Temperature(°C)		Weather
	(N)	(W)	Dir	Force		Dry	Sea	
04:00	TRANSIT		NW	2		27		BC
08:00	TRANSIT		NW	2		27		BC
12:00								
16:00								
20:00								
24:00								

Appendix 2. Cruise time table.

Location			Oper. Item	Dist.	Time	Cum. T	Cum. T	Date
	Lon	Lat		km	hour	hour	day/h	yr. mon. day time
HSpt1	13845	830			0.0	0	00/00	1998. 08. 21 19:53
			line H #01	146.1	11.3	11	00/11	1998. 08. 22 07:12
HSpt2	13727	846						
			line H #01-1	9.4	0.4	12	00/11	1998. 08. 22 07:38
HSpt3	13728	851						
			line H #02	146.1	6.6	18	00/18	1998. 08. 22 14:15
HSpt4	13846	835						
			line H #02-1	15.2	1.2	20	00/19	1998. 08. 22 15:29
HSpt5(Seis1)	13848	843						
			line H #03 (seismic)	146.0	17.0	37	01/12	1998. 08. 23 08:31
HSpt6(Seis2)	13730	859						
			line H #03-1	5.6	0.6	37	01/13	1998. 08. 23 09:10
HSpt7	13730	856						
			line H #04-a	18.8	1.0	38	01/14	1998. 08. 23 10:10
HSpt7-a	13740	854.4						
			line H #04-b	10.3	0.5	39	01/14	1998. 08. 23 10:40
HSpt7-b	13745	854.5						
			line H #04-c	8.9	0.4	39	01/15	1998. 08. 23 11:05
HSpt7-c	13750	853.3						
			line H #04-d	16.0	0.7	40	01/15	1998. 08. 23 11:50
HSpt7-d	13757	847.7						
			line H #04-e	14.1	0.8	41	01/16	1998. 08. 23 12:40
HSpt8	13750	844						
			line H #05	37.6	1.8	43	01/18	1998. 08. 23 14:31
HSpt9	13730	848						
			line H #05-1	10.3	0.7	43	01/19	1998. 08. 23 15:12
HSpt10	13728	853.2						
			line H #06-a	33.0	1.6	45	01/20	1998. 08. 23 16:47
HSpt10-a	13745	849.1						
			line H #06-b	4.6	0.2	45	01/21	1998. 08. 23 17:00
HSpt10-b	13748	849						
			line H #06-c	3.9	0.2	45	01/21	1998. 08. 23 17:12
HSpt10-c	13750	849.7						
			line H #06-d	3.7	0.2	45	01/21	1998. 08. 23 17:22
HSpt10-d	13749	851.6						
			line H #06-e	4.0	0.2	46	01/21	1998. 08. 23 17:34
HSpt10-e	13747	852.5						
			line H #06-f	9.0	0.4	46	01/22	1998. 08. 23 18:00
HSpt10-f	13742	852.4						
			line H #06-g	23.5	1.1	47	01/23	1998. 08. 23 19:07
HSpt11	13730	854.8	EOL					
			transit to HSt.1	6.3	0.3	48	01/23	1998. 08. 23 19:28
HSt. 01	13729	858.1	CTD#3		2.8	50	02/02	1998. 08. 23 22:16
HSt.01 to HSt.02				8.1	0.5	51	02/02	1998. 08. 23 22:48
HSt. 02	13732	855.2	CTD#4		2.4	53	02/05	1998. 08. 24 01:10
HSt.02 to HSt.03				10.7	0.6	54	02/05	1998. 08. 24 01:45
HSt. 03	13738	854.6	CTD#5		2.3	56	02/08	1998. 08. 24 04:00
HSt.03 to HSt.04				1.0	0.1	56	02/08	1998. 08. 24 04:07
HSt. 04	13738	855.1	BC#1,2		4.5	61	02/12	1998. 08. 24 08:35

HSt.04 to HSt.05				0.7	0.8	62	02/13	1998. 08. 24 09:25
HSt. 05	13738	854.8	PC#3		2.1	64	02/15	1998. 08. 24 11:30
HSt.05 to HSt.06				0.9	1.0	65	02/16	1998. 08. 24 12:30
HSt. 06	13738	854.3	MC#1		2.2	67	02/18	1998. 08. 24 14:39
HSt.06 to HSt.07				7.4	0.5	67	02/19	1998. 08. 24 15:07
HSt. 07	13741	856.9	DREDGE#5		5.6	73	03/00	1998. 08. 24 20:43
HSt.06 to HSt.07				9.6	0.6	73	03/01	1998. 08. 24 21:19
HSt. 07-1	13737	853.9	DREDGE#6		5.7	79	03/07	1998. 08. 25 03:01
HSt.07 to HSt.08				2.1	1.0	80	03/08	1998. 08. 25 04:00
HSt. 08	13741	858	DSC		3.5	84	03/11	1998. 08. 25 07:29
HSt.08 to HSt.09				1.8	0.2	84	03/11	1998. 08. 25 07:40
HSt. 09	13741	857	CTD#6		1.9	86	03/13	1998. 08. 25 09:35
HSt.09 to HSt.10				53.5	2.4	88	03/16	1998. 08. 25 12:00
HSt. 10	13808	846	CTD#7		4.9	93	03/20	1998. 08. 25 16:51
			Transit to SeaBeam	50.2	1.9	95	03/22	1998. 08. 25 18:47
HSpt12	13835	841.5						
			line H #07-a	9.0	0.3	95	03/23	1998. 08. 25 19:05
HSpt12-a	13840	841.1						
			line H #07-b	13.5	0.5	96	03/23	1998. 08. 25 19:36
HSpt12-b	13847	842						
			line H #07-c	4.0	0.2	96	03/23	1998. 08. 25 19:46
HSpt12-c	13847	839.9						
			line H #07-d	5.6	0.2	96	04/00	1998. 08. 25 20:00
HSpt12-d	13845	837.5						
			line H #07-e	5.5	0.2	96	04/00	1998. 08. 25 20:13
HSpt12-e	13842	839						
			line H #07-f	7.0	0.3	97	04/00	1998. 08. 25 20:32
HSpt12-f	13839	837.3						
			line H #07-g	7.5	0.3	97	04/00	1998. 08. 25 20:51
HSpt12-g	13836	834.5						
			line H #07-h	18.5	0.7	98	04/01	1998. 08. 25 21:35
HSpt13	13846	832.2	EOL					
Transit to HSt.11				5.2	0.3	98	04/01	1998. 08. 25 21:50
HSt. 11	13845	835	CTD#8		1.6	100	04/03	1998. 08. 25 23:25
HSt.11 to HSt.12				17.0	0.8	100	04/04	1998. 08. 26 00:13
HSt. 12	13837	831.9	CTD#9		2.1	102	04/06	1998. 08. 26 02:18
HSt.12 to HSt.13				4.2	0.3	103	04/06	1998. 08. 26 02:38
HSt. 13	13839	831.3	MC#2		2.0	105	04/08	1998. 08. 26 04:40
HSt.13 to HSt.14				24.9	2.2	107	04/11	1998. 08. 26 06:53
HSt. 14	13845	843.3	DREDGE#7		3.2	110	04/14	1998. 08. 26 10:05
HSt.14 to HSt.15				25.4	1.8	112	04/15	1998. 08. 26 11:51
HSt. 15	13831	845.9	PC#4		4.0	116	04/19	1998. 08. 26 15:52
HSt.15 to HSt.16				94.7	4.0	120	04/23	1998. 08. 26 19:51
HSt. 16	13741	857.5	CTD#10		2.2	122	05/02	1998. 08. 26 22:00
HSt.16 to HSt.17				5.5	0.5	123	05/02	1998. 08. 26 22:27
HSt. 17	13739	855.6	DREDGE#8		5.6	128	05/08	1998. 08. 27 04:05
HSt.17 to HSt.18				11.0	1.0	129	05/09	1998. 08. 27 05:05
HSt. 18	13735	850.8	DREDGE#9		5.4	135	05/14	1998. 08. 27 10:30
HSt.18 to HSt.19				12.2	1.4	136	05/16	1998. 08. 27 11:57
HSt. 19	13735	857.4	CTD#11		2.4	138	05/18	1998. 08. 27 14:18
			Transit to Koror	371.2	16.7	155	06/11	1998. 08. 28 07:00
Koror in Palau	13430	730						

