

## 울릉분지 퇴적물의 광물조성

### Mineral Composition of the Sediment of Ulleung Basin, Korea

손 병 국(Byeong-Kook Son)\* · 김 학 주(Hag-Ju Kim) · 안 기 오(Gi-Oh Ahn)

한국지질자원연구원

(Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM) 30, Gajeong-dong, Yuseong-gu, Daejeon 305-350, Korea)

**요약** : 울릉분지 퇴적물의 피스톤 코어 시료에 대하여 X-선 분말 회절분석과 리트벨트 방법의 광물정량 소프트웨어를 이용하여 구성광물을 정량적으로 분석하였다. 퇴적물은 세립질의 석영, 장석, 운모, 비정질 오팔-A, 점토광물, 방해석, 황철석 등으로 구성되어 있다. 이 중에서 가장 많은 양으로 나타나는 것은 오팔-A이며, 심도 증가에 따라 함량의 점이적인 증가와 감소를 반복적으로 보여주고 있다. 오팔-A 함량의 심도별 변화와 유기탄소함량의 변화는 유사한 경향을 보여주고 있으며, 오팔-A의 함량이 많은 심도에서 규조각의 화석이 다량 산출되고 있다. 이것은 심해 원양성 환경의 규조각 등으로 구성된 비정질 규산광물이 울릉분지 퇴적물의 주 성분을 이루고 있음을 시사한다. 오팔-A는 코어의 상위구간으로 갈수록 증가되는 경향을 보여주는데, 특히 분지의 가장자리 사면부근에서 채취한 코어에서 상위로 갈수록 증가하는 경향이 뚜렷하게 나타난다. 심도에 따른 탄산염 방해석의 함량은 오팔-A의 함량과는 반비례하는 경향이 나타난다. 이것은 해수면의 상승과 하강에 따라 해수면 상승기에는 오팔-A가 증가하며, 하강기에는 오팔-A가 감소하고 방해석의 양이 증가한 것으로 해석된다.

**주요어** : 울릉분지, 피스톤 코어, X-선 분말회절분석, 리트벨트방법, 광물정량분석, 오팔-A

**ABSTRACT** : Mineral quantification was performed on sediments of the Ulleung basin by X-ray powder diffraction and the computer software based on Rietveld quantification method. The sediments are dominated by amorphous opal-A with quartz, feldspars, micas, clays, calcite, and pyrite. The opal-A shows iterative variation in abundance with increasing burial depth. In addition, the relative abundance of opal-A is coincident with abundance of organic carbon contents, indicating that the Ulleung sediment consists mostly of amorphous silica derived from organism in the pelagic environment. Upward increase in the abundance of opal-A is markedly shown in the cores located in the slope region. On the other hand, there is a distinct tendency that the abundance of calcite is inversely proportional to that of opal-A. This indicates that the abundance of opal-A increases during the rise of sea level. Also, the fall of sea level lowers the abundance of opal-A.

**Key words** : Mineral quantification, Ulleung basin, X-ray powder diffraction, Rietveld quantification, opal-A

\*교신저자: sbk@kigam.re.kr

## 서 론

퇴적물을 구성하고 있는 광물에 대한 자세한 정보는 퇴적물의 특성을 결정해 줄 뿐만 아니라 퇴적물의 공급지에 대한 정보를 제공해 줄 수 있다. 사질 퇴적물과 같은 구성광물 입자가 큰 경우에는 육안이나 현미경에 의한 모달분석으로 정량분석을 실시할 수 있다. 그러나 세립 퇴적물은 X-선 회절분석에 의해서만 구성광물의 조성과 함량을 결정할 수가 있다. X-선 회절도의 피크로부터 구한 광물정량분석값은 오차가 심하고 재현성이 낮기 때문에 세립의 퇴적물에 대해서는 주로 화학분석에 의하여 특성이 기술되어 왔다. 그러나 최근에는 컴퓨터의 발달과 결정학 분야에서 개발된 리트벨트방법을 응용한 광물정량 소프트웨어들이 개발되어 미세퇴적물의 광물 조성의 정량분석이 가능하게 되었다(Rietvelt, 1969; Taylor, 1991; Taylor and Matulis, 1994; Sietronics, 1996; 손병국, 2005).

동해의 남서부에 위치하고 있는 울릉분지는 평탄한 심해의 분지로서, 북동쪽을 향하여 수심이 점차 증가하여 분지의 중심부에서는 수심이 약 2,000 m 이상에 이른다. 이 울릉분지 지역에서는 미래의 에너지원으로서 주목을 받고 있는 가스하이드레이트의 산출이 기대되어 10년 전부터 물리탐사와 코어채취 작업이 수행되어 왔다. 최근에는 획기적인 에너지자원 확보계획을 추진하고 있는 정부의 적극적인 주도에 의하여 가스하이드레이트 산업단지가 발족하여 대규모의 탐사작업이 수행되어 오고 있다(김일수, 2007; 유동근 외, 2008). 울릉분지의 퇴적물은 세립의 이질퇴적물이 주를 이루고 있다. 울릉분지 이질 퇴적물에 대하여 퇴적심도별로 구성광물의 함량변화를 관찰할 수 있다면 퇴적물의 공급지에 대한 정보를 제공할 수가 있게 되어 퇴적환경변화를 유추할 수 있을 것이다.

울릉분지에 대한 국가적인 탐사사업에 의하여 많은 연구결과물이 생산되어 왔다. 광역적인 물리탐사가 수행되어 가스하이드레이트를 간접적으로 지시하는 해저모방반사면(BSR), 폭마크, 가스분출구조 등이 분포하는 것이 보고되어 왔다(Gardner et al., 1998; 최동림 등, 2001; 허식 외, 2004; Lee et al., 2005; 김한준 외, 2008; 유동근 외, 2008). 또한, 가스하이드레이트의 존재를 직접 확인하기 위하여 퇴적층에 대하여 많은 피스톤 코어 및 시추작업이 수행하여 실제로 퇴적물에 함유된 가스하이드레이트 시료를 채취하는데 성공하였다(유동

근 외, 2008). 채취된 코어시료를 사용하여 많은 연구들이 수행되어져 왔지만 주로 퇴적학적, 층서학적, 고생물학적, 지화학적 연구에 초점을 맞추어 수행되었다(김일수 외, 2003; Kim et al., 2006; 강년건 외, 2008). 최근에 손병국 외(2008)는 가스하이드레이트가 산출되는 곳에는 자생의 탄산염 광물인 아라고나이트가 산출되는 것이 특징이며, 이 아라고나이트는 탄화수소의 산화에 의하여 형성되었다는 것을 보고한 바 있다.

그러나 정작 가장 중요한 울릉분지 퇴적물을 구성하고 있는 주 구성광물성분에 대한 연구는 결여되어 있는데 실질적으로 이질퇴적물과 같은 미세한 입자로 구성되어 있는 퇴적물을 정확하게 정량분석할 수 있는 방법이 없었기 때문이었다. 그러나 리트벨트방법을 사용한 정량분석 소프트웨어가 보급되어서 울릉분지 퇴적물의 광물정량분석이 가능하게 되었다. 이 연구는 X-선회절 분석과 리트벨트 방법을 활용하여 울릉분지 퇴적물의 구성성분을 명확히 제시하고, 심도에 따른 광물변화를 정량적으로 분석하여 퇴적환경변화를 유추하고자 한다.

## 시료 및 연구방법

연구대상 지역인 울릉분지는 동해의 남동쪽에 위치하며 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 수심이 점차 증가하여 2,000 m 이상이 되고 있다. 그러나 분지의 서쪽 지역은 경사가 심하여 수심이 급속히 깊어진다. 따라서 수 많은 피스톤 코어 시료 중에서 수심과 해저지형을 고려하여 울릉도 남쪽의 4개 피스톤 코어를 선택하여 연구하였다(그림 1). 이들 피스톤 코어는 퇴적물을 5~7 m의 깊이로 관통하여 채취되었다. 그림 1에서 보는 바와 같이 분지 서쪽의 급경사에서 채취한 코어1, 분지의 남동쪽의 수심 약 1,500 m에 지역에서 채취한 코어2, 그리고 수심 약 2,000 m 이상의 심해에 위치하는 코어 중 코어3과 코어4가 선택되었다. 각 코어시료에서 약 20 cm 내지 30 cm 간격으로 분석시료를 채취하여 X선 분말회절분석에 의하여 퇴적물을 구성하는 광물들을 정성 및 정량분석 하였다.

전암분석을 위한 시료는 냉동 건조기에서 건조시킨 후 분말로 분쇄하여 X-선 회절분석을 실시하였다. X-선 회절분석 시 시료들이 최대한 비방향성을 유지하도록 하였다. 점토광물의 정확한 감정과 정량분석을 위하여 시료에서 2  $\mu\text{m}$  이하의

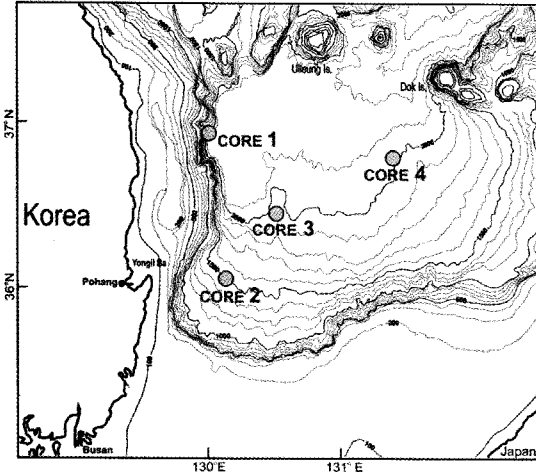


Fig. 1. Location of Piston Cores.

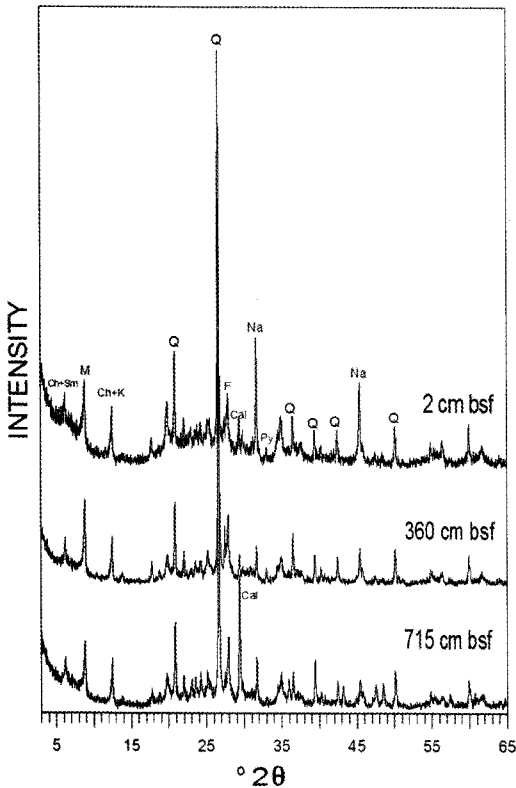


Fig. 2. Representative X-ray powder diffraction patterns of the samples from Core 2. Ch: chlorite, Sm: smectite, M: micas, K: kaolinite, Q: quartz, F: feldspar, Cal: calcite, Na: salt, Py: pyrite.

입자만을 분리하였으며, 2  $\mu\text{m}$  이하의 입자 시료

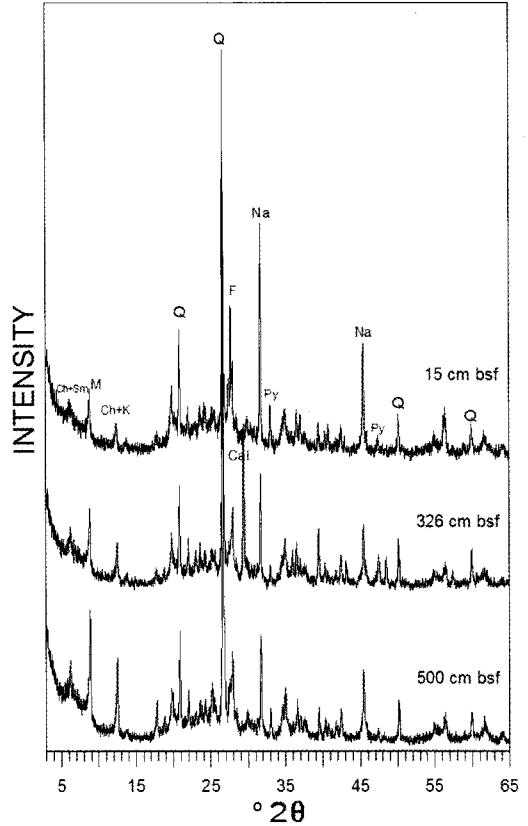


Fig. 3. Representative X-ray powder diffraction patterns of the sample from Core 3. Ch: chlorite, Sm: smectite, M: micas, K: kaolinite, Q: quartz, F: feldspar, Cal: calcite, Na: salt, Py: pyrite.

는 방향성시료로 제작하여 X선회절분석을 실시하였다. 방향성시료에 대해서는 에틸렌글리콜 처리를 하여 녹니석과 스펙타이트를 감정하였다. 또한, 방향성시료를 550 $^{\circ}\text{C}$ 로 열처리한 후 X선 회절분석을 하여 녹니석과 카올리나이트를 구분하였다. X선 회절분석기는 Philips사 X'pert MPD를 사용하였으며 니켈필터를 이용한 구리과장의 X-선을 40 kV, 20 mA 조건하에서 시료에 조사하였다.

구성광물의 정량분석을 위해서는 리트벨트 이론 및 방법에 근거하여 만들어진 광물 정량분석용 소프트웨어 SIROQUANT<sup>TM</sup>를 사용하였다(Sietronics, 1996). X선회절도를 스텝-스캔(step-scan) 방식으로 얻어서 X선회절기로부터 얻은 피크와 똑같은 피크를 결정학적인 방법에 의하여 수차례 반복 계산하여 전체적으로 완전히 일치시켜 정량치를 얻었다(Taylor, 1991).

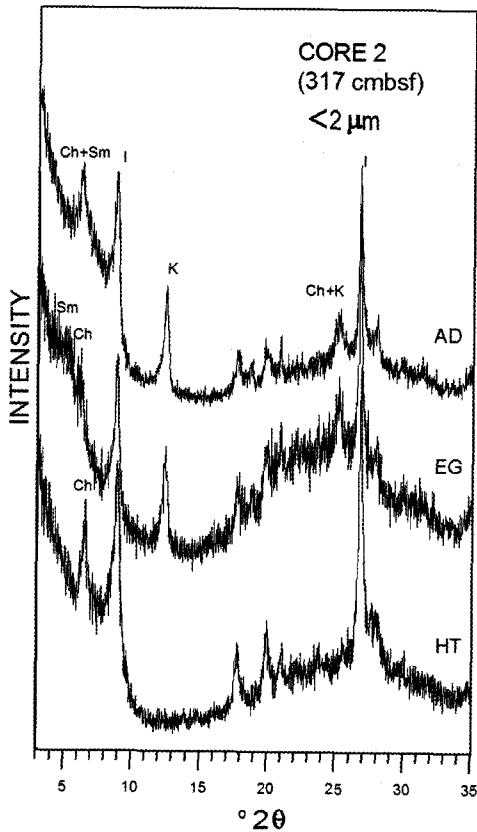


Fig. 4. X-ray powder diffraction patterns of <2 μm fractions from 317 m of the samples of Core 2. Ch: chlorite, Sm: smectite, I: illite, K: kaolinite, AD: air-dried, EG: ethylene glycol, HT: heat at 550°C.

산출되는 광물의 형태를 직접 관찰하기 위하여 주사 전자현미경 관찰을 실시하였다. 시료가 손상되지 않도록 잘 건조시킨 후 표면에 금 피막을 입혀 관찰하였다. 관찰되는 광물의 자세한 감정을 위하여 에너지 분산형 분석기를 병용하여 사용하였다.

### 연구결과

#### 광물의 정성분석

X-선회절 분석에 의하면 거의 모든 퇴적물에서 거의 비슷한 광물들이 산출되고 있다(그림 2, 3). 주로 세립질의 석영, 장석, 운모, 비정질 오팔-A(규질 diatom), 점토광물, 방해석, 황철석이 관찰된다. 석영과 장석의 피크가 강하게 나타나며, 분석

된 모든 X-선회절도 상에는 소금(NaCl)의 회절피크가 나타나는데, 이것은 해수가 증발됨에 따라 염분 결정이 석출된 것으로 생각된다. 방해석의 피크가 나타나는 시료와 나타나지 않는 시료가 존재한다. 방해석은 코어의 상위 구간에서는 산출되지 않고 주로 하위구간에서 나타나고 있다. 점토광물은 일라이트, 카올리나이트, 녹니석, 스�멕타이트가 산출되며, 이 중에 일라이트가 가장 풍부하게 산출된다. 에틸렌글리콜 처리시 14 Å의 변화를 보면 스�멕타이트는 아주 미량으로 존재하거나 거의 산출되지 않는 것이 특징이다(그림 4).

분석된 코어시료에서 가장 현저하게 많은 양으로 나타나는 것은 비정질 오팔(오팔-A)이다. 오팔-A는 X-선 회절도상에서 피크로서 나타나지 않는다. 회절도의 바탕선이 20~30° (2θ) 사이에서 위쪽으로 불룩하게 나타나는 데 이것이 오팔-A 회절도의 특징이다. 오팔-A가 다량 산출되는 구간의 시료를 주사전자현미경으로 관찰하면 구조각의 형태를 뚜렷하게 볼 수 있다(그림 5). 더불어 X-선 회절도 상에서 탄산염광물이 인지되는 구간에서는 약간 변질된 유공층 화석이 많이 관찰되고 있다(그림 6). 이것은 비정질 오팔 광물은 구조각에 의해서 나타나며, 탄산염광물은 유공층 화석에 의하여 나타난다는 것을 알 수 있다.

#### 광물의 정량분석

채취된 코어1과 2의 길이는 약 7 m이며 코어3과 4의 길이는 약 5 m이다. 이들 코어에서 구간별로 선택하여 분석된 광물함량을 심도별로 제시하였다(표 1, 2, 3, 4). 모든 코어시료에서 가장 많은 양으로 존재하는 것이 비정질 규산광물 오팔-A이다. 비정질 광물인 오팔-A광물을 정량분석하기 위하여 SIROQUANT™ 소프트웨어의 데이터뱅크에서 비정질 오팔의 정량분석을 위해 사용되는 유리질 트리디마이트(tridymite-glass)의 파일(파일명: tri20175)을 선택하여 오팔-A의 함량을 계산하였다(Sietronics, 1996). 코어1에서 오팔-A는 분석된 모든 코어에서 상위구간에서 거의 30% 가가운 함량으로 나타난다. 그러나 하위구간에서는 약 5% 정도로 나타나고 있다(표 1). 석영은 전 구간에 걸쳐서 약 15~20%로 나타난다. 장석은 사장석이 주로 산출되며 7~15%이다. 점토광물 중에서는 일라이트가 우세하게 나타나며 약 15~25% 범위이며 기타의 점토광물은 소량으로 산출되고 있다.

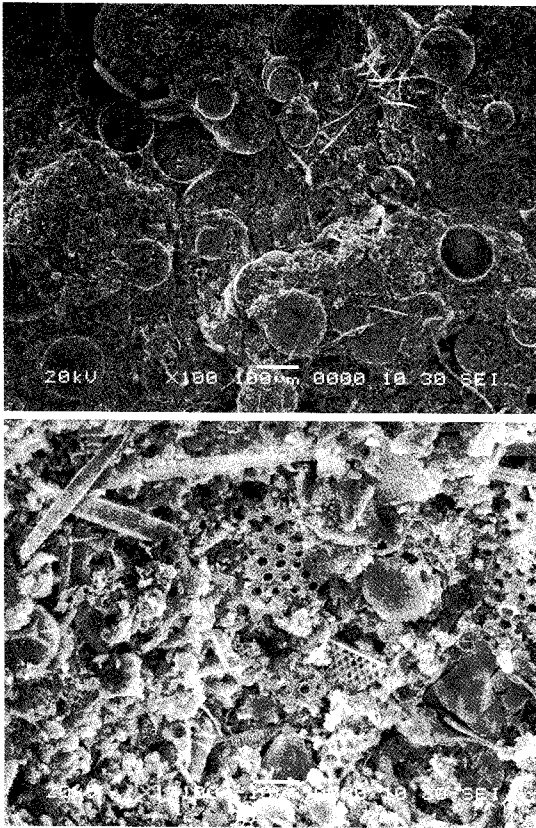


Fig. 5. SEM photos showing diatom frustules in the sediment dominated by opal-A.

특히 스�멕타이트는 2~3%로 매우 적은 양을 보여 준다. 그리고 운모류가 7~10%, 황철석이 1~5%로 산출된다. 또한 방해석이 2~15%로 넓은 변화를 보이고 있는데 심도에 따라 많이 나타나는 구간과 적게 나타나는 구간이 존재한다. 코어2도 오팔-A의 함량이 3~44% 사이에서 변화하여 심도 구간에 따라 변화가 심하며, 석영은 약 15~20%, 사장석은 7~22%, 일라이트는 12~23%, 운모류 10~13%, 황철석 1~4%이며, 방해석은 1~56% 사이로 큰 변화를 보여주고 있다(표 2). 코어3은 오팔-A가 전혀 산출되지 않는 시료도 있으나 대부분은 7~35% 사이에서 변화하며, 석영은 약 13~25%, 사장석은 7~15%, 일라이트는 9~25%, 운모류 7~13%, 황철석은 1~6%에서 함량의 변화를 보여준다. 방해석은 전혀 산출되지 않는 구간이 많으며 1~30%로 산출량의 변화가 크게 나타난다(표 3). 코어4는 오팔-A가 5~35% 사이에서 변화하며, 석영은 약 11~22%, 사장석은 8~30%,

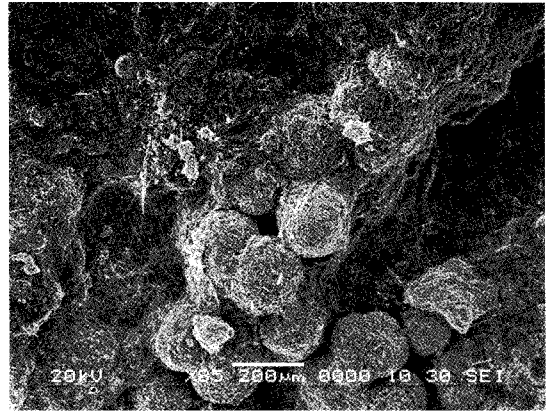


Fig. 6. SEM photo showing foraminifera in the sediment dominated by calcite.

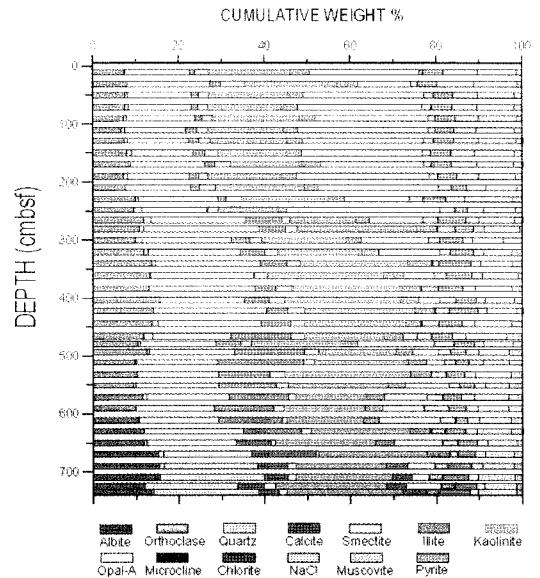


Fig. 7. Variation in mineral composition with depth for Core 1.

일라이트는 12~21%, 운모류 7~9%, 황철석은 1~5%의 조성을 갖는다. 코어4에서의 방해석은 1~6%로 변화가 적은 것이 특징이다. 또한 미량의 돌로마이트의 산출도 인지되고 있다(표 4).

광물의 함량은 심도 변화에 따라 뚜렷한 값의 변화가 인지된다. 가장 뚜렷하게 나타나는 것이 오팔-A의 함량변화이다. 심도에 따른 오팔-A의 변화는 그림으로 보면 명확하게 인지된다(그림 7, 8, 9, 10). 코어1의 경우에 상위 3 m에서는 오팔-A의 함량이 약 30%로 많은 양을 차지하고 있으나

Table 1. Mineral composition of Core 1

Depth (cm)	Albite	Orthoclase	Quartz	Calcite	Smectite	Illite	Kaolinite	Opal-A	Microcline	Chlorite	NaCl	Muscovite	Pyrite
10	7.2	0.2	15.1	1.3	3.1	19	4.5	25.6	1	4.6	8.1	9	1.3
30	8	0	19.3	2.3	5.8	21.4	4.9	12.3	1.6	4.7	8.4	10.2	1.2
50	7.4	0.8	14.7	1.8	2.2	18.4	3.7	28.2	2.2	4.5	5.7	8.6	1.9
70	7.4	0.9	14.6	1.5	2.1	17.2	4.1	28.8	2.3	4.9	5.7	8.6	1.5
90	7.1	0.7	16	1.5	2.5	20.1	3.9	26.2	1.8	4.7	5.3	8.9	1.3
110	6.5	1	14.1	2.6	2.6	17.5	3.5	30.4	1.6	4.3	5.2	8.9	1.7
128	7.2	1	14	2.5	2.5	17.9	3.7	28.1	2.4	4.8	5.7	9.7	1.7
149	7.8	1.2	14.3	2.7	3	16	3.6	28.2	1.8	4.7	5.7	9.1	2
169	8.6	0	17.4	2.3	3.7	16.7	4.3	23.9	1.9	4.7	6	8.5	2.2
189	7.1	0.9	14.3	2.4	2	17	3.7	31	2.1	4.3	5	8.5	1.8
209	7.4	0	15.4	2	3.7	20.6	3.3	28.1	3.1	3.4	4.5	7.2	1.3
229	9.8	0.8	18.6	1.7	3.6	20.2	3.8	15.2	3.2	5.2	4.5	11	2.4
247	9.6	1.7	15	0.4	2.5	13.8	2.2	35.5	3.6	2.9	3.8	7.3	1.7
260	11.2	1.8	20.3	4.9	2.6	17.2	3.8	14.8	3.2	5.1	4	9.6	1.7
265	11.8	1.8	21.8	8.6	1.8	15.4	3.1	12.4	3.7	6.4	3.2	8.1	2.1
280	10.8	0.9	26.9	6.2	2.8	27.7	4.8	0.1	4.2	4.2	2.6	8.2	0.6
300	9.9	1.5	20.7	4.3	2.8	19.7	3.5	15.7	2.7	5.3	2.3	7.1	4.6
320	11.8	1.1	21.3	5.7	3.2	19.5	4	14.2	2.4	5.4	2.4	6.4	2.6
340	13.5	0.9	24.5	6.2	3	25.1	5.7	0.1	1.6	7.4	2.3	7.3	2.3
360	13.1	0.2	24	0.2	2.9	27.2	4.7	7.1	2.9	5.9	2.4	8.5	0.9
383	13	0	24.6	5	3.8	25.5	4.5	0.1	3.9	5.7	3	8.3	2.5
403	15.6	0	19.5	5.8	3.8	26.9	4.3	4.9	3.8	4.6	2.1	6.9	1.9
421	14	0.1	26.2	5	3.9	25.6	4.8	0.1	3.3	6.7	2.1	6.8	1.6
443	13.7	1.3	24.1	7	3.1	23.5	3.8	0.1	4	5.3	3	8.5	2.5
461	10.3	1.6	16.6	11.5	1.4	15.4	3	19.9	4.4	4	2.6	6.8	2.5
465	11.8	2	18.1	14.1	3.1	18.6	4.3	3.3	3.5	5	3	9.4	3.7
478	10.4	0.6	17.5	5.8	2.5	21.2	3.4	17.9	4.7	4.8	2.2	6.8	2
493	12.4	0.6	19.8	16.4	3.3	18	3.8	6.1	2.8	3.6	3	7.2	3
510	9.7	0.3	18.9	20	2.5	21.9	4.4	4.1	2.7	3	3.3	6.1	3.2
531	10.2	0	19	12	3.4	29.2	4.8	0.1	3.5	4.3	2.6	8.1	2.9
550	9.4	0.4	19.4	13.3	3	23.1	4	10.2	2.5	3.4	2.6	5.7	2.8
570	11.5	0.9	19.2	13.9	1.5	16.5	4.3	9.9	3.7	4.4	2.9	8.1	3.2
590	9.9	0	18.3	13.9	2.4	18.8	4.1	9.5	5.9	4.1	2.8	7.1	3.2
610	10.4	0.4	18.3	14.8	1.1	17.9	3.6	14.2	3.7	2.8	2.8	7.2	2.8
629	11.8	0	23.1	13.5	2.1	23.1	4.9	0.1	3.3	4.7	2.9	7.7	3.1
649	11.7	0.7	20.8	8.1	1.1	23.2	4.4	11.3	3.7	4.5	2.4	6.7	1.5
669	15	1.3	20.5	14.9	0.8	25.1	5.4	0.1	1.8	4.1	2.4	6.6	2.1
689	15.2	1.2	21.8	7	1.9	21	5.1	6.4	3	5.4	2.6	7.4	2
709	14.9	0.5	24.4	5.6	1.7	22.5	4.5	4.1	3.3	5.9	2.2	8.6	1.7
724	12	0	21.5	6.1	2.7	25.9	4.5	8.3	3.2	5	2	7.3	1.3
734	13.4	0.7	24.2	5	1.6	27.2	5.3	0.1	3.2	7	2	8.8	1.5

Table 2. Mineral composition of Core 2

Depth (cm)	Albite	Orthoclase	Quartz	Calcite	Smectite	Illite	Kaolinite	Opal-A	Microcline	Chlorite	NaCl	Muscovite	Pyrite
2	7.7	1.6	15.2	2.8	0.8	12.1	3.6	27	3.4	6.6	4	13	1.6
15	7.8	1.9	14.3	4.2	0.7	12.9	3.6	28.5	2.7	5.2	5	11.7	1.4
40	8.9	2.8	15.9	3.6	0.7	15.4	5.1	18.8	1.7	6.7	5.7	12.7	2
65	6.7	1.4	12.6	1.1	0.5	9.3	2.5	44.3	1.9	4.2	4.2	9.8	1.4
90	7.1	0.6	16.9	2.6		20.6	4.7	19.3	2.1	6.3	4.8	12.2	1.4
121	9.3	2.5	17.9	2.8	1.6	16.1	4.8	12.7	3.7	6.9	5.4	14.5	1.9
145	9	1.9	17.7	0.3	1	14.2	4	19	4	6.5	5.4	15.1	1.9
170	10.5	2.3	17.5	0.1	0.9	11.8	3.1	25	3.7	5.5	4.1	13.4	2.1
210	10.1	2.3	16.7	0.3	0.6	8.7	2.4	34.4	4	3.6	4.2	11.9	0.7
220	8.3	2.4	16.1	0.1	0.4	8.4	2.5	37.1	4	4.8	3.7	11.4	0.9
256	10.1	2.4	17.2	0	0.7	11.4	3.4	27.4	4	3.7	5	10.4	4.3
276	11.3	1.7	17.2	3.4	0.5	14	4.1	22.3	6.8	4.2	2.9	9.8	1.7
293	12.9	1.2	25.2	4.5	1	23.1	6.2	0	4.5	4.4	2.6	10.8	3.5
301	13.8	1.8	21.8	3.4	0.5	16.1	4.8	11.4	5.7	4.7	2.3	10.5	3.1
317	11.7	2.3	21.1	0.2	0.4	12.9	4.9	24.3	3.7	3.4	2.6	10.6	2
330	9.8	1.4	20.2	11.8	0.7	14.1	3.4	18.8	3.3	3.9	3	8	1.7
339	12.9	2.7	24.8	0.3	0.6	19.9	5.7	10	2.5	5.7	2.7	10	2.1
360	13.1	2	22.8	1.8	0.9	19.5	5.7	8.3	5	5.6	2.3	11.1	2
388	12	1.9	21.5	2.6	0.5	17.5	4.6	19.1	3	4.3	2.3	9	1.6
402	11.5	1.5	18.3	10.5	0.2	14	4.5	19.8	2.6	3.5	3.4	8.7	1.5
424	6.3	1	12.3	56.2	0.3	9.1	1.2		1.5	2	3.6	4.2	2.3
446	8.7	1.9	19.2	17.8	1.3	9.8	2.6	14.3	3.1	4	4.3	10.4	2.7
463	22.3	3.6	23.5	12.1	0.5	0	1.8	4.7	11.1	1.1	2	16.1	1.1
483	12.7	2.8	21.7	12.8	0.4	19	5.7	2.7	1.8	4.7	2.3	12	1.5
543	9.9	2	14.6	16.2	0.8	11.8	3.3	17.5	3	4.6	4	9.8	2.4
566	11.8	1.4	20.2	7.2	0.8	16.3	4.8	14.3	2.8	3.7	5.7	10	1
606	11.3	2.5	20	7	0.6	18	4.8	14.8	2.4	5	3	10	0.7
654	11	2.8	18.1	10	0.5	20.3	6.3	12.1	2.3	4.4	2.3	8.6	1.2
715	12.6	2.3	22.1	12.7	0.9	18	6.3	2.7	2.1	5.5	2.8	10.3	1.5

Table 3. Mineral composition of Core 3

Depth (cm)	Albite	Orthoclase	Quartz	Calcite	Smectite	Illite	Kaolinite	Opal-A	Microcline	Chlorite	NaCl	Muscovite	Pyrite
2	7	1	13.2	0.4	0.5	13	3.2	33	3.2	6.8	4.8	11.1	2.9
15	11.9	3.8	14.3	0.3	0.4	9.8	3	27.8	4.5	3.1	7.6	9.3	4.3
32	11.5	2.8	20	0	0.4	11.9	3.3	20.2	3.2	8.6	5	10.8	2.3
48	14.3	2.3	19.7	0.4	0.4	15.3	4.3	15.8	3.2	7.1	3.6	10	3.6
62	13.9	2.7	25.5	0.3	0.8	19.6	4.5	3.8	3.8	8.9	3.6	11.6	1.9
77	14.1	2.2	23.1	0.4	0.7	16.7	3.9	11.8	2.9	8	3.2	11.3	1.8
100	13.9	2.6	20.9	4.3	0.8	19.6	4.9	2.7	3.7	11.1	3	9.8	2.7
116	8.7	2.2	14.3	11.3	0.9	10	2.4	25.1	2.7	6.5	3.3	8.9	3.7
130	15.4	1.7	19.5	10.7	1.5	24.8	6.8	0	2.3	5.8	2.7	7.5	1.2
139	13.8	1.5	19.5	0	0.5	17.9	5	15.8	3.7	4.7	3.3	11.1	3.2
159	9.3	1.9	13.7	30.6	1	14.1	2.9	6	1.6	5.2	2.8	9.5	1.4
190	11.8	3.1	19	0.1	0.9	14.3	4.2	16.2	3.1	6.3	4.9	12.4	4.2
211	10.7	2.5	14.9	0.1	0.8	10.8	2.8	31.5	3	5.5	4.5	9.5	3.4
222	12.8	2.7	21.4	0	1	13.7	4.2	14.9	4.8	6	3.6	11.9	2.9
245	10.2	3.2	17.9	0.2	0.6	10.1	3	26.9	3.9	5.4	3.5	11.8	3.4
263	10	2.8	15.9	0.3	0.5	11	3.2	28.4	3.8	5.6	3.3	11.7	3.7
280	9.2	2.1	16.9	0.1	0.7	8.6	3	29.6	3.9	6.1	3.5	12.9	3.5
307	10.6	3.2	17.6	0.2	0.4	10.8	3.5	20.5	3.9	6.2	4.3	12.8	6
328	9.3	3.1	14.6	9	0.8	11.3	2.8	24.1	3	5.5	3.9	10.3	2.3
355	9.8	2.3	18.8	0.5	1.5	13.5	3.7	18.3	3	6.8	4.1	13.1	4.8
378	6.7	4.2	12.3	22.6	1.2	14.2	2.2	15.4	1.5	5	3.2	10.5	1.8
420	8.5	0.1	19.1	0	1.9	26.8	4.5	9.3	1.5	11.6	3.3	11.8	2.1
440	9.1	1.4	17.4	0	0.9	17.2	3.8	22.7	2.4	7.7	3.7	11.5	2.3
470	7.7	1.1	14.5	0.1	1.1	16.8	2.6	33.8	1.7	6.6	3.1	9.3	1.7
500	7.9	2.2	13.8	0	1.5	20.1	3.5	29.2	2.3	5.9	3.5	8.3	1.8



Table 4. Mineral composition of Core 4

Depth (cm)	Albite	Orthoclase	Quartz	Calcite	Dolomite	Smectite	Illite	Kaolinite	Opal-A	Microcline	Chlorite	NaCl	Muscovite	Pyrite
2	10.6	2.8	13.1	0.2	0	2.8	16.3	3.8	21.7	6.8	4.7	6.9	9.3	1.1
22	8	3.1	13.4	0	0	3.2	14	2.5	29.5	5.1	4.2	8.1	7	1.9
42	8.8	4.1	13.2	0.2	0	2.3	14.3	4.2	22.4	9.1	4.7	8.4	6.7	1.6
62	8.1	3.6	14.7	2.7	0.4	1.6	11.3	3.1	25.6	4.8	4.6	7.9	8.4	2.9
78	9.9	2.6	18.9	1.3	0.8	2.8	16.8	4	18.7	3.7	5.3	4.8	8.6	1.9
98	10.5	1.4	22.3	1.1	0	3.3	19.4	4.2	15.6	2.3	5.7	5.4	7.7	1.2
120	9.1	2	18.2	3.7	0.1	2.6	20.8	4.4	17	3.6	5.4	5.2	6.2	1.8
144	10.4	2.1	18	7.4	1	1.3	16.5	3.7	12.2	3.8	6.6	4.8	7.3	4.9
158	9.4	1.4	19.1	5	0.4	1.1	17.4	3.6	21.1	3	5.6	4.8	6.8	1.4
183	9.6	2.2	19.1	7.8	0.9	1.2	16.9	4.8	13.1	3	6.3	4.1	6.3	4.9
199	10.1	1.3	18.3	4.8	0	2	17.1	4.1	20.4	4	5.2	4.3	5.8	2.5
220	10	1.7	21.4	0.6	0	2.3	19.9	4.2	17	3.7	5.4	4.3	7.9	1.6
230	9.8	1.8	17.7	0.2	0.6	2.7	16.6	3.7	27	2.9	6	3.1	6.4	1.5
234	14.5	3.8	1.9	1	0	0.1	2.1	0.4	0.4	5.4	0	2.8	1.3	0.5
252	11.1	2	20.6	5.3	0.8	3	19.3	4.3	7.6	3.3	6.9	4.1	7	4.5
277	8.9	1.8	19.5	3.6	0.7	1.7	10.5	3.2	28.6	3.1	4.9	4.4	7.1	2.1
290	11.2	2.2	20.4	0.4	1.3	5.7	20.7	4	9.9	1.9	6.5	4.7	8.1	2.8
309	10.7	2.8	20.5	0	1.5	1.4	17.5	4.2	20.5	3.7	5.3	4	6.7	1.3
331	11.5	2.6	21.1	1.1	1.5	2.9	19.5	5.6	6.8	2.9	7.8	4.6	8.7	3.3
345	9.2	2.9	18.1	6.6	0.5	1.8	14.4	3.4	26	2	4.4	4.2	4.9	1.6
375	12.7	2	20	1.7	0.9	3.9	21.3	4.4	14	3.7	5.3	3.8	5.1	0.8
392	10.6	3.3	20.7	5.1	1.3	0.9	14.2	4.1	10.1	4.3	6.9	5.1	9.1	4.2
416	10.4	3.6	16.9	5.6	0.9	0.9	12.1	3.2	25.7	5.1	4.5	4.1	5.6	1.5
433	12.1	1.5	22.5	3	2.4	1	16.8	4.8	8.2	2.5	7.2	4.1	10.1	3.9
455	9.6	1.1	17.4	6.4	0	1.6	16.1	3.8	24	2.8	5.4	3.5	6.7	1.6
473	31.3	8.4	11.2	0.9	0	0.9	19.3	3	0.1	16	2.4	2.6	3.3	0.7
490	11.4	1.8	21	3.4	0	1.3	15.6	4.3	13.9	4	8.3	3.2	10	1.8
511	10.8	2.2	20.9	0	0.7	1	16.5	4.6	20.8	3.1	7	3.2	8.1	1.2
524	12.1	2.1	22.1	0.3	1.3	2.6	17	4	10.6	2.8	7.4	3.7	11	3
534	12.1	2.1	22.3	0.5	0.8	0.8	19.8	5.5	5.7	4.4	7.2	3.6	9.1	2.3

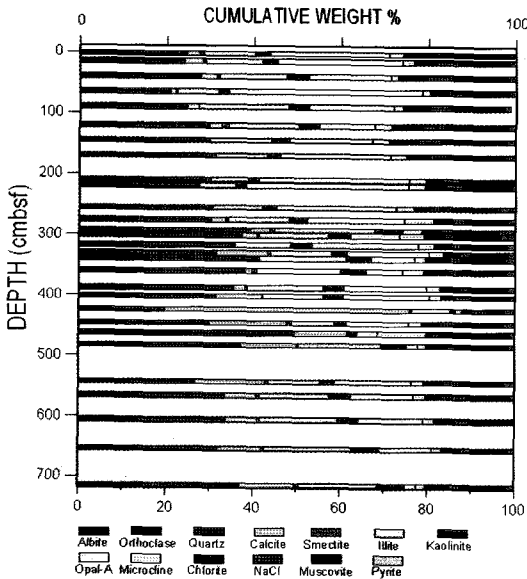


Fig. 8. Variation in mineral composition with depth for Core 2.

하위로 갈수록 점이적으로 감소하는 것이 인지된다(그림 7). 6 m 구간에서 다시 약간 증가하는 경향을 보이기도 한다. 오팔-A 광물이 감소하면서 상대적으로 증가하는 것은 방해석의 함량이다. 그러나 다른 광물의 심도별 변화는 크게 눈에 띄지 않는다(그림 7). 코어2의 상위구간도 오팔-A의 함량이 우세하며 하위로 갈수록 감소하다가 다시 증가하는 반복성을 보이면서 전체적으로는 감소하는 경향을 보여준다(그림 8). 이 코어에서도 오팔-A의 함량과 방해석의 함량은 상대적으로 반비례하는 것을 뚜렷하게 보여주고 있다. 코어3에서도 오팔-A의 상대적 함량은 심도에 따라 큰 폭으로 변화하며 오팔-A의 함량이 적어지면 상대적으로 방해석의 함량이 증가하고 있다(그림 9). 그러나 분지의 가장 중심부에서 채취된 코어4에서는 다른 코어에 비하여 상대적으로 오팔-A의 심도에 따른 변화가 크게 나타나지 않는다(그림 10).

### 토 의

분석 결과에 의하면 울릉분지 퇴적물은 비정질 규산광물인 오팔-A의 함량이 가장 높으며 석영, 장석, 운모, 점토광물, 방해석 등으로 구성되어 있다. 분석된 광물의 정량분석 값이 진정한 옳은 값이라고 할 수 없다. 왜냐하면 아무리 리트베틀방법을

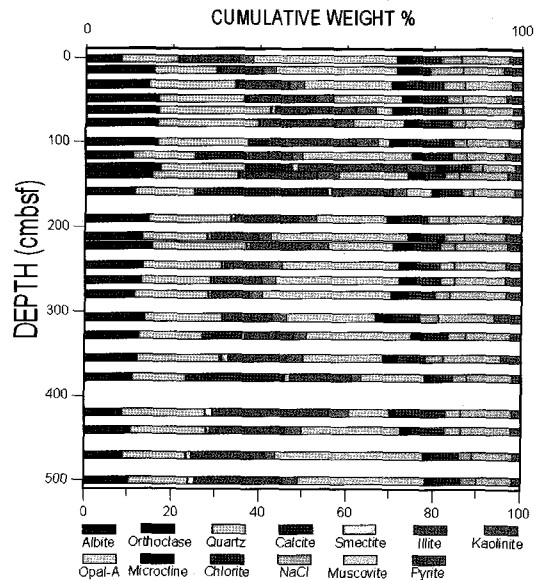


Fig. 9. Variation in mineral composition with depth for Core 3.

적용한 정량분석 소프트웨어를 사용하여 분석하였다고 하더라도 X-선회절분석의 피크 강도는 함량만을 지시하는 것은 아니며, 광물의 결정도, 광물의 방향성(orientation) 등에 큰 영향을 받기 때문이다(Hillier, 2000; 손병국, 2005). 특히, 비정질 광물인 오팔-A 함량은 더 큰 오차를 가져올 수 있다. 그러나 감정된 각각의 광물은 SIROQUANT™ 소프트웨어의 결정학적 조건을 동일하게 하여 분석한 것이기 때문에 심도별 변화양상은 진정한 경향으로 나타난다.

석영, 장석, 운모, 점토광물 등의 심도별 변화는 뚜렷하지 않다. 심도별 변화가 뚜렷하게 나타나는 것은 비정질광물인 오팔-A의 변화이다. 즉, 코어1과 코어2에서는 전반적으로 하위로 갈수록 감소하는 경향을 보여준다(그림 7, 8). 그러나 코어3과 코어4에서는 전 구간을 볼 때, 하위로 가면서 약간 함량이 감소하다가 증가되는 반복 양상을 보여 준다(그림 9). 또한, 탄산염광물인 방해석의 함량은 오팔-A 광물의 함량과는 반비례하는 경향이 뚜렷하게 나타난다. 울릉분지 지역은 수심이 깊은 원양성 환경 지역이고, 이와 같은 심해지역에서는 탄산염광물이 존재하기 어렵다는 점을 고려할 때, 오팔-A 광물과 방해석의 산출은 해수면 변화에 큰 영향을 받은 것이다. 비정질의 오팔-A 광물이 산출되는 구간의 시료를 주사전자현미경으로 관찰하면 다량의 구조

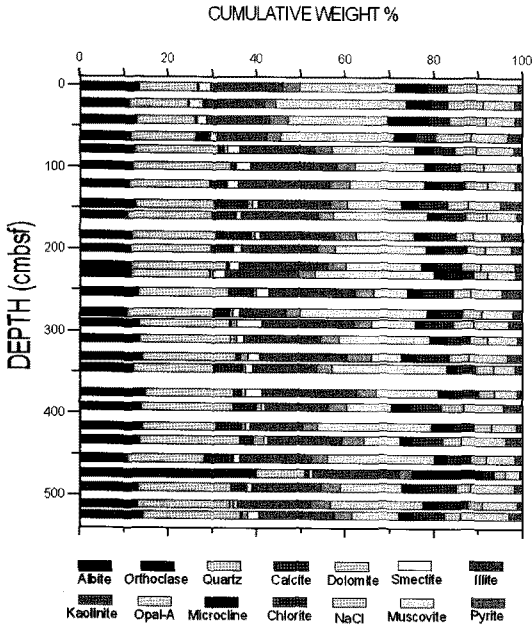


Fig. 10. Variation in mineral composition with depth for Core 4.

각(diatom frustule)이 관찰된다(그림 5). 비정질의 오팔-A는 규질각을 가진 원양성의 규조(diatom) 등의 생물체가 다량으로 가라앉아 퇴적된 것으로 생각된다(Iijima, 1994; Tada, 1994). 따라서, 오팔-A의 함량이 증가된 구간은 해수면이 상승하여 원양성 환경이 확대된 구간으로 생각할 수 있다. 반대로 탄산염 광물인 방해석이 많이 산출되는 시기는 해수면이 하강하여 탄산염광물이 용해가 일어나지 않은 환경이라고 생각된다. 일반적으로 탄산칼슘의 용해도는 염소(chlorine) 함량증가, 압력의 증가, 온도의 하강에 의하여 증가하게 된다. 따라서, 심해환경에서는 탄산칼슘의 용해도가 증가하게 되고 탄산염광물의 침전과 퇴적은 기대되지 않는다. 산출되는 방해석의 주 근원물질은 주사전자현미경 관찰에 의하면 유공충인 것을 알 수가 있다(그림 6).

분지 서쪽의 사면에서 채취한 코어1에서는 오팔의 함량과 탄산염광물의 함량변화가 전구간을 통하여 나타난다(그림 7). 하위구간에서는 탄산염광물의 함량이 많으나 상위구간으로 갈수록 점진적으로 감소하는 경향을 보여준다. 탄산염광물이 감소되는 것과는 반대로 오팔-A의 함량은 점차로 증가하여 상위 구간에서는 퇴적물의 주 구성물질로 된다. 분지의 가장자리이므로 하위구간이 퇴적

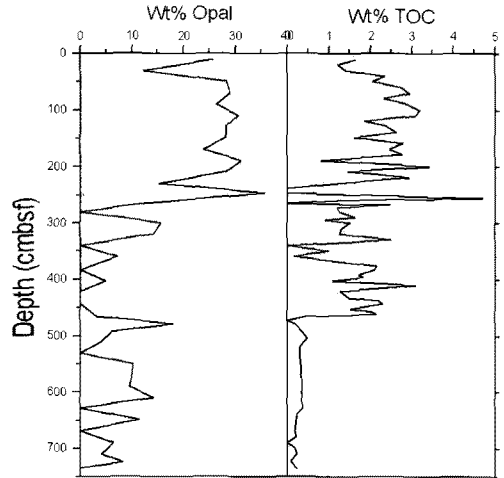


Fig. 11. Comparison of opal-A content with total organic carbon (TOC) for Core 1.

될 당시에는 수심이 낮고 탄산염의 광물의 침전이 유지되었으나 수심이 깊어지면서 해양성환경으로 변화했을 것으로 생각된다. 약 2,000 m의 깊은 수심 지역에서 채취된 코어3의 경우, 오팔-A의 증가가 최상위 구간에서 상부로 갈수록 증가하는 것이 보인다(그림 9). 또한, 180 cm와 400 cm 구간에서 감소하고 그 구간에서 방해석이 증가하는 양상을 보여준다. 오팔-A는 규질각을 가진 원양성의 규조(diatom) 생물체가 다량으로 가라앉아 퇴적되었다. 실제로 유기탄소 함량과 오팔-A의 함량변화는 비슷한 산출 경향을 보여주고 있다(그림 11, 12). 코어2는 코어3에 비하여 수심이 낮은 분지의 남동부에서 채취되었으며, 코어3에 비하여 탄산염 방해석의 함량이 많이 산출된다. 또한 상위로 갈수록 탄산염광물의 함량은 감소하고, 반대로 오팔의 함량은 증가하는 경향을 보여준다. 가장 수심이 깊은 분지의 중앙부에서 채취된 코어4에서는 전구간을 통하여 오팔-A의 점이적 변화는 관찰되지 않는다(그림 10). 또한 탄산염광물도 매우 적은 양으로 산출되고 있다. 그러나 최상위 구간에서 오팔의 함량이 최대값을 보여준다. 하위구간에서도 오팔의 함량이 짧은 기간동안 많았다가 적어지는 반복현상이 관찰된다. 이 코어가 채취된 지역은 코어의 최하위 구간이 퇴적될 퇴적당시부터 심해 원양성 환경이 유지되어 온 것으로 해석된다.

주사전자현미경 관찰에 의하면 비정질의 오팔-A 광물은 원양성 규질 미생물에서 유래한 것을 잘 보

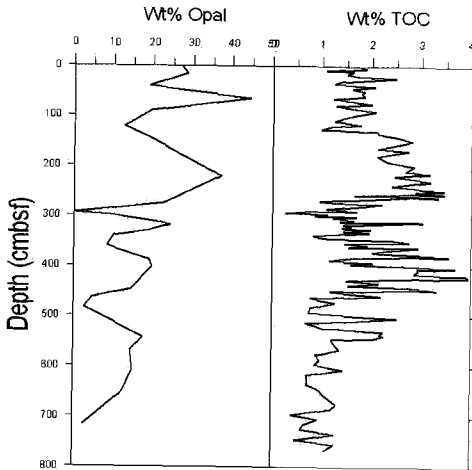


Fig. 12. Comparison of opa-A with total organic carbon (TOC) for Core 2.

여 준다(그림 5). 따라서 오팔-A의 함량변화와 퇴적물 내의 유기물의 함량변화는 매우 유사하게 나타나고 있다. 예를 들면 코어 1에서 심도별 오팔함량의 변화와 총유기탄소변화(Total Organic Carbon Content)를 비교하여 보면 거의 같은 경향을 보여주고 있다(그림 11). 코어2에서도 약간의 차이는 있지만 오팔-A의 함량과 유기탄소함량은 심도별로 거의 같은 경향을 보여주고 있다(그림 12). 이것은 울릉분지 퇴적물의 유기물은 규질각의 조류에서 유래되었음을 더욱 더 잘 지시하고 있다. 연구된 코어시료의 전구간에서 황철석이 산출되고 있는데 이것은 울릉분지 퇴적물들이 심해의 환원환경 조건임을 시사한다. 이러한 환원환경 조건에서 규질 조류의 유기성분은 산화되지 않고 보존되어 오팔-A의 함량과 일치되는 경향으로 나타나는 것으로 생각된다. 이러한 환경에서 다량으로 퇴적된 오팔-A는 매몰심도의 증가와 이에 따른 온도증가에 의하여 속성변화를 받을 것이다. 즉, 오팔-A는 매몰온도가 증가하게 되면 크리스토파라이트와 트리다미마이트의 결정구조를 갖는 결정질 광물인 오팔-CT로 전이하게 되며, 온도가 더욱 더 증가하게 되면 석영으로 변화할 것이다 (Johns and Segnit, 1971). 동해를 비롯한 세계의 여러 분지에서 이와 같은 속성변화가 인지되어 왔다(Murata *et al.*, 1977; Pisciotto, 1981; Tada, 1994). 연구된 시료는 7 m 이하의 천부에서 채취된 코어시료에 대한 연구결과이지만, 비슷한 퇴적환경 조건이 하부에도 계속될 것으로 보고 있으며

오팔은 속성변질을 받을 것으로 생각된다.

## 결론

울릉분지 퇴적물의 주 조성광물은 규질광물인 오팔-A이며 이것은 심해의 규질생물체에서 유래한 것이 밝혀졌다. 규질 생물체(주로 diatom)들로 구성된 물질은 광물학적으로 비정질의 오팔-A로 정의되고 있다. 현재 연구된 코어에서 나타나는 퇴적물의 구성광물들이 하부로 계속하여 같은 양상으로 나타난다고 생각한다면, 울릉분지 심해의 퇴적물은 오팔-A → 오팔-CT → 석영의 변화가 기대된다.

규질광물의 심도별 변화는 퇴적환경변화를 지시하여 줄 수 있다. 따라서 울릉분지 내의 규산광물과 탄산염광물의 상호변화를 잘 관찰하면 울릉분지의 퇴적환경 해석에 도움을 줄 수 있을 것이다. 또한, 울릉분지 퇴적물의 구성광물에 대한 연구결과는 이 퇴적물에 존재하는 것으로 알려진 가스하이드레이트의 물리탐사에 필요한 퇴적물의 물성데이터를 제공할 수 있을 것이며, 가스하이드레이트의 형성메카니즘 연구 및 생산기술 연구의 기초 자료로 사용될 수 있을 것이다.

## 사사

이 연구는 한국지질자원연구원의 연구과제 “가스하이드레이트 지질·지화학 및 안정성연구(NP2008-003)”의 지원으로 수행되었다. 원고는 익명 심사자들의 세심한 심사에 의하여 개선되었다. 두 분께 감사드린다.

## 참고문헌

- 강년건, 황인걸, 권영인 (2008) 울릉분지 가스하이드레이트 시추지점의 해저면 해수메탄분포, 지질학회지, 44, 603-614.
- 김일수 (2007) 국내 가스하이드레이트 개발사업 동향과 향후 계획, 대한자원환경지질학회 2007년도 춘계 지질과학기술 공동학술대회 발표논문집, 257-259.
- 김일수, 박명호, 이영주, 류병재, 유강민 (2003) 울릉분지 남서부 해역의 제4기 후기 퇴적환경에 대한 지질·지화학적 연구. 자원환경지질, 36, 9-15.
- 김한준, 주태형, 구남형, 유동근, 석봉출, 유해수, 이호영, 박근필 (2008) 탄성과 자료에 나타난 울릉분지내 가스수화물의 증거와 특성. 물리탐사, 11, 1480-152.
- 손병국 (2005) 정확한 X-선 분말회절 정량분석을 위한

- 비방향성 시료제작, 2005년 한국광물학회·한국암석학회 공동학술발표회 논문집, 36-38.
- 손병국, 권영인, 천종화 (2008) 울릉분지 가스하이드레이트의 지시자 “자생 아라고나이트”. 한국암석학회, 한국광물학회 공동학술발표회 논문집, 70-73.
- 유동근, 강동호, 구남형, 김원식, 김길영, 김병엽, 정순홍, 김영준, 이호영, 박근필, 이광훈, 박수철 (2008) 동해 울릉분지의 가스하이드레이트 부존 지구물리 증거. 지질학회지, 44, 645-655.
- 최동립, 홍종국, 유해수, 주형태, 한상준 (2001) 동해 울릉분지 남서 사면지역에서 탄성과 특징으로부터 유추한 가스수화물의 존재 가능성. 한국해양학회지, 6, 242-248.
- 허 식, 유해수, 김한준, 한상준, 이용국 (2004) 동해 울릉분지 남부해역에 분포하는 가스하이드레이트층의 특성연구. 석유지질학회지, 10, 18-22.
- Gardner, J.M., Shor, A.N., and Jung, W.Y. (1998) Acoustic imagery evidence for methane hydrate in the Ulleung Basin. *Marine Geophysical Researches*, 20, 495-503.
- Hillier, S. (2000) Accurate quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by XRD: comparison of a Rietveld and a reference intensity ratio (RIR) method and the importance of sample preparation. *Clay Minerals*, 35, 291-302.
- Iijima, A. (1994) Neogene siliceous, phosphatic and glauconitic sediments of the northwestern Pacific rim: A comparison with the eastern Pacific rim. *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part C*, 5-16.
- Jones, J.B. and Segnit, E.R. (1971) The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. *Journal of Geological Society of Australia*, 18, 57-68.
- Kim, I.-S., Park, M.-H., Ryu, B.-J., and Yu, K.-M. (2006) Tephrostratigraphy and paleoenvironmental variation in late Quaternary core sediments of the southwestern Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea). *Island Arc*, 15, 178-186.
- Lee, J.H., Baek, Y.S., Ryu, B.J., Riedel, M., and Hydman, R.D. (2005) A seismic survey to detect natural gas hydrate in the East Sea of Korea. *Marine Geophysical Researches*, 26, 51-59.
- Murata, K.J., Friedman, I., and Gleason, J.D. (1977) Oxygen isotope relations between diagenetic silica minerals in Monterey shale, Temblor Range, California. *American Journal of Science*, 277, 259-272.
- Pisciotta, K.A. (1981) Diagenetic trends in the siliceous facies of the Monterey shale in the Santa Maria region, California. *Sedimentology*, 28, 547-571.
- Rietvelt, H.M. (1969) A profile refinement method for Nuclear and Magnetic structure. *Journal of Applied Crystallography*, 2, 65-71.
- Sietronics (1996) SIROQUANT: A quantitative XRD software. Sietronics Pty Limited, Belconnen ACT, Australia.
- Tada, R. (1994) What controls the deposition of bi-siliceous sediments in the Japan Sea? *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part C*, 17-30.
- Taylor, J.C. (1991) Computer programs for standardless quantitative analysis of minerals using the full powder diffraction profile. *Powder Diffraction*, 6, 2-9.
- Taylor, J.C. and Matulis, C.E. (1994) A new method of Rietveld clay analysis. Part I. Use of a universal measured standard profile for Rietveld quantification of montmorillonite. *Power Diffraction*, 9, 119-123.

접수일(2009년 5월 11일), 수정일(1차 : 2009년 6월 1일), 게재확정일(2009년 6월 2일)