

## 통가열도 해저화산 표층 퇴적물 내 열수변질의 화학적 특성

### Chemical Characteristics for Hydrothermal Alteration of Surface Sediments from Submarine Volcanoes of the Tonga Arc

엄인권(In Kwon Um)<sup>1</sup> · 천종화(Jong-Hwa Chun)<sup>1</sup> · 최헌수(Hunsoo Choi)<sup>1\*</sup> · 최만식(Man Sik Choi)<sup>2</sup>

<sup>1</sup>한국지질자원연구원

(Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon 350-305, Korea)

<sup>2</sup>충남대학교 지구환경과학부, 분석과학기술대학원

(Division of Earth Environmental Sciences, Graduate School of Analytical Science and Technology, Chungnam National University, Daejeon 305-764, Korea)

**요약** : 통가열도 내 우리나라 해저열수광상 독점 탐사지역에 위치하는 5개 해저화산(TA12, TA19, TA22, TA25, TA26) 주변 표층 퇴적물의 열수변질 여부를 규명하고, 열수변질 특성을 확인하기 위하여 각 해저화산에서 채취된 29개의 표층 퇴적물에 대해 미량 원소와 희토류 원소 분석을 실시하였다. 분석 결과 TA12, TA19, TA22 해저화산에서는 열수에 의한 퇴적물의 변질작용이 없거나 매우 적은 것으로 나타났으며, TA25와 TA26 해저화산의 일부 지역은 현재에도 열수의 영향을 받고 있는 것으로 나타났다. 열수의 영향이 있는 해저화산 사이에도 부화된 미량 원소의 종류에 차이가 있는데, TA25 해저화산의 경우 주로 Ni, Cu, Sn, Zn, Pb, Cr, Cd, Sb, W, Ba, Ta, Rb, Sr, As가, TA26 해저화산에서는 주로 Cu, Sn, Zn, Pb, Cd, Sb, Ba, Rb, Sr이 부화되어 있다. 미량 원소의 부화가 확인된 지역은 희토류 원소의 부화도 관찰된다. 상부지각 희토류 원소 농도로 표준화된 희토류 원소의 분포형태는 가벼운 희토류 원소(LREE)가 매우 낮고 중간 희토류 원소(MREE)에서 무거운 희토류 원소(HREE)로 갈수록 증가하는 형태를 보이며, TA25와 TA26 해저화산의 일부 정점에서 Eu의 부화가 확인된다. 또한 TA26 해저화산의 일부 정점에서 Ce이 부화가 관찰되었는데, 이는 주변지역에서 채취된 열수 내 희토류 원소의 높은 Ce분포형태와 매우 유사하다. 또한 TA25와 TA26 해저화산은 부화된 원소의 특징이 다르게 나타나는데, TA25 해저화산에서는 Cu를 포함한 미량 원소가, TA26 해저화산에서는 Ce와 Eu를 포함한 희토류 원소가 우세하게 부화되어 있는 것으로 나타났다. 조사결과 나타난 각 해저화산 표층 퇴적물 내 부화된 미량 원소 및 희토류 원소의 종류와 농도는 차후 통가열도 지역의 열수광상 탐사시에 지역적인 열수변질의 지시자로서 유용하게 활용될 것으로 판단된다.

**주요어** : 라우분지, 해저열수광상, 열수변질, 희토류원소, 미량원소

**ABSTRACT** : We analyzed 29 surface sediment samples in five submarine volcanoes (TA12, TA19, TA22, TA25, and TA26) located in the southern part of the Tonga arc for trace elements and rare earth elements to investigate characteristics of the hydrothermal alteration of surface sediments. Based on analytical results of trace element and rare earth element (REE), surface sediments of TA12, TA19,

\*Corresponding author: +82-42-868-3332, E-mail: hunsoo@kigam.re.kr

and TA22 submarine volcanoes, which are located in the northern part of the study area, were very little or not influenced by hydrothermal fluids. In contrast, some stations of TA25 and TA26 submarine volcanoes were strongly affected by hydrothermal fluids. However, these two submarine volcanoes showed different features in element concentration in the sediments. Some stations of TA25 submarine volcano showed enrichment of Ni, Cu, Sn, Zn, Pb, Cr, Cd, Sb, W, Ba, Ta, Rb, Sr, and As, however, those of TA26 submarine volcano showed enrichment of Sn, Zn, Pb, Cd, Sb, Ba, Rb, and Sr. Stations which enriched trace elements were observed, enriched REEs were also observed. Average upper continental crust (UCC)-normalized REE patterns of the surface sediments generally showed low light REE (LREE) abundances and increased heavy REE (HREE) abundances. Eu enrichment was identified at several stations of TA25 and TA26 submarine volcanoes. In addition, enrichment of Ce was found at some stations of TA26 submarine volcano and these enrichment patterns were similar with hydrothermal fluid of near stations. Furthermore, TA25 and TA26 submarine volcanoes showed different enrichment characteristics of trace elements and REE. Trace elements were concentrated at TA25 submarine volcano. TA26 submarine volcano, on the other hand, observed highly enrichment of REE especially, Eu and Ce. As a result of the investigation, the characteristics and concentrations of REEs and trace elements in the surface sediments of each submarine volcano can be applied to identify hydrothermal alteration of sediments during exploration for hydrothermal deposits.

**Key words** : Lau Basin, seafloor hydrothermal deposit, hydrothermal alteration, rare earth elements, trace elements

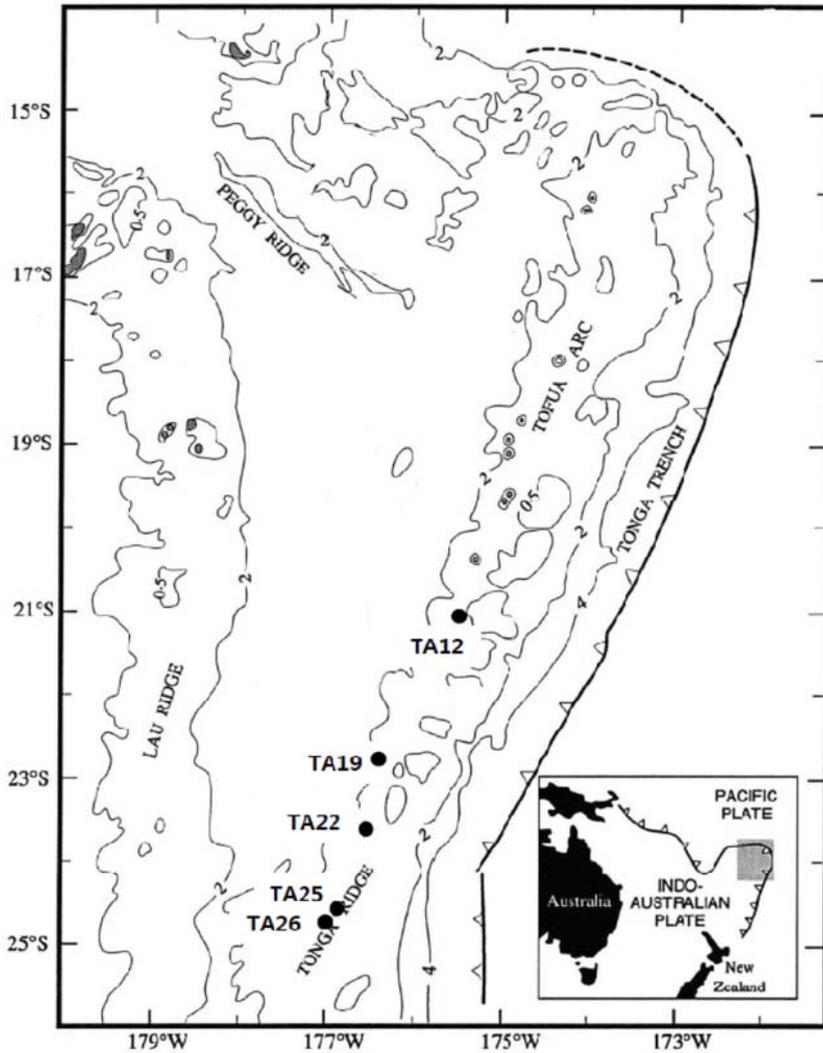
## 서 론

열수에 의한 열수변질작용(hydrothermal alteration) 또는 모암변질작용(wall rock alteration)은 열수용액과 모암이 반응하여 열적, 화학적으로 평행상태에 도달하는 과정으로 정의된다(Guilbert and Park, 1986). 활발한 열수작용은 모암 이외에 주변 퇴적물에도 영향을 끼쳐 열수공급 환경에 따라 산화망간광물, 탄산염광물, 그리고 황화광물이 형성되며 이 과정에서 퇴적물 내 미량 원소와 희토류 원소의 조성이 변화된다(Moorby *et al.*, 1984; Smith *et al.*, 2000; Hodkinson and Cronan, 1991; Chavagnac *et al.*, 2005; Hekinian *et al.*, 2008; Parapoor *et al.*, 2009; Paropkari *et al.*, 2010).

열수에 높은 농도로 존재하는 Co, Ni, Cu, V, Li, Zn, Mo 등 미량 원소와 Au나 Ag와 같은 귀금속 원소들이 철과 망간에 흡착되어 열수구 주변에 광범위하게 분포되지만, Mg는 열수에 거의 존재하지 않아 열수의 영향을 판단하기 위한 기준원소로 사용되었다(Edmond *et al.*, 1982; Moorby *et al.*, 1984; Daessle *et al.*, 2000). 열수에 존재하는 희토류 원소 역시 미량 원소와 유사하게 해수 내의 Fe에 효율적으로 흡착되어 주변에 퇴적된다고 알려져 있으나, 희토류 원소의 조성은 열수변질작용의 정도에 따라 달라지는데, 일반적으로 고온의 열수

에서 가벼운 희토류 원소(LREE)와 Eu가 부화되지만 무거운 희토류 원소(HREE)는 감소한다(Klinkhammer *et al.*, 1983; German *et al.*, 1990; Klinkhammer *et al.*, 1994; Chavagnac *et al.*, 2005).

라우분지는 태평양판과 인도-호주판이 섭입하는 경계에 위치한 수심이 비교적 얕은(평균 수심 약 3,500 m) 활동성 후열도 분지이며 분지의 동쪽에 통가해령과 통가열도가 위치하고 있다. 통가열도는 비스마르크열도, 마리아나열도 및 샌드위치열도와 같이 후열도 확장축(back arc spreading center)에 근접한 잘 알려진 화산 전진대(active volcanic front) 중의 하나이다(Zellmer and Taylor, 2001; Martinez *et al.*, 2006; Kim *et al.*, 2008). 기존 조사결과 통가열도 지역의 해저면에서 열수의 존재와 다수의 해저화산이 발견되었으며, 이들 지역에 대한 구조지질학적, 지형학적, 생물학적, 그리고 화산학적인 연구들이 수행되어 왔다(Hunkins and Kuo, 1965; Karig, 1971; Bertine and Keene, 1975; Parson *et al.*, 1990; Hodkinson and Cronan, 1991; Stoffers *et al.*, 2006; Hekinian *et al.*, 2008). 우리나라 역시 한국해양과학기술원(Korea Institute of Ocean Science & Technology: KIOST) 주관으로 통가분지 주변 통가열도에서 해저열수광상의 분포 및 환경에 대한 연구가 수행 중에 있으며, 이러한 연구의 일환으로 2009년 통가로부터 배타적 경제



**Fig. 1.** Location map of Tonga Arc and volcanic calderas. 19 volcanic calderas were discovered during previous research in study area. We focused on 5 calderas (TA12, TA19, TA22, TA25 and TA26) which verified the presence of hydrothermal fluid during former explorations.

구역 내 해저열수광상에 대한 독점탐사권을 획득하여 연구를 수행 중에 있다(Kim *et al.*, 2008; Lee and Lee, 2010; Kim and Park, 2011; Cho *et al.*, 2011; Cho *et al.*, 2012).

통가열도 지역 해저화산의 표층 퇴적물 내 원소 조성은 다른 열수분출 지역인 동태평양 해령 및 대서양 중앙해령과 서로 차이를 보인다(Bender *et al.*, 1971; Bertine, 1974; Hodkinson and Cronan, 1991; Krasnov *et al.*, 1995; German *et al.*, 1999; Daessle

*et al.*, 2000; Paropkari *et al.*, 2010). 이 지역 퇴적물은 주로 규산질 연니, 생물기원 탄산염, 풍화된 화산암 기원의 쇄설물, 주변의 해저화산으로부터 공급된 화산재, 그리고 열수의 침전에 의해 생성된 철/망간 수화물 및 황화광물 등으로 구성되어 있으며, 특히 통가열도 지역의 퇴적물은 철과 망간을 포함한 다른 유용 금속이 동태평양 해령이나 대서양 중앙해령보다 상대적으로 높고, 통가열도 지역 내에서도 퇴적물 내 원소의 분포는 시료가 채취된

**Table 1.** List of surface sediments collected during SMST cruises (P : Push Corer, D : Drill Corer; G : GTV, M : Multi Corer, EKG : Ekman Grab, S : Suction)

Area	Year	Station	Depth m	Sampling type	Sample description	Major minerals (Cho <i>et al.</i> , 2012)
TA12	2009	GTV20	190	G	Blackish coarse sediment with darkbrown fine mud	-
	2009	GTV20-2	194	G	Blackish coarse sediment with darkbrown fine mud	-
TA19	2009	GTV16	462	G	Volcanic rocks with small amount of sediment	-
	2009	GTV17	460	G	Brownish surface fine sediment and blackish coarse sediment	-
	2009	GTV18	634	G	Blackish fine sand	-
TA22	2009	GTV12	1,431	G	Brownish fine mud and black coarse sediment	-
	2009	GTV13	1,172	G	Brownish fine sediment	-
TA25	2009	GTV10	1,037	G	Large pumices with small amount of brownish sediment	-
	2011	GT110211	945	G	Reddish clay recovered with chimney fragments.	-
	2011	GT110212	981	G	Blackish fine sand covered with red clay. Only blackish sand was recovered.	-
	2011	GT110213	1,087	G	Grayish sediment covered with brownish sediment	-
	2011	GT110206	1,084	G	Reddish fine and watery mud	-
	2011	GT110207	980	G	Massive reddish oxides materials and small amount of sediment	-
	2011	GT110208	962	G	Reddish clay with chimney fragments.	-
	2011	GT110210	985	G	Chimney fragments with small amount of fine clay	-
TA26	2009	GTV01	987	G	Blackish rock fragments and small amount of brownish fine mud	Plagioclase, Quartz
	2009	GTV02	983	G	Yellowish sediment with large rock fragments	Plagioclase, Quartz
	2009	GTV03	994	G	Yellowish surface sediment	Plagioclase, Quartz
	2009	GTV07	435	G	Rock fragments (hot temperature)	Barite
	2009	GTV08	414	G	Rock crust (small amount of Fe hydroxide (?) inside the crust) and Algal mat (?)	-
	2010	M-T10104	440	S	Chimney, Blackish fine rock fragment	Plagioclase, Cristobalite, Gypsum
	2010	M-T10106	440	S	Yellowish sediment	Sphalerite
	2011	RT110202-4	543	P	Brownish fine sediments upper blackish rock fragments. Disturbed.	Bernalite, Clinoclase
	2011	RT110202-5	543	D	Brownish fine sediments upper blackish rock fragments	Bernalite, Clinoclase
	2011	GT110201	529	G	Several centimeters crust covers blackish rock fragments. Blackish rock fragments sample only.	Plagioclase, Cristobalite, Bernalite
	2011	GT110202	489	G	Several centimeters crust covers blackish rock fragments. Blackish rock fragments sample only.	Plagioclase, Cristobalite, Bernalite
	2011	RT110203-10	441	EKG	White-colored sticky mud, centimeter-thick mud covered steep slope area	Hallosite, Sphalerite, Pyrite
	2011	RT110203-11	413	EKG	Yellowish-colored fine sediments with dark-colored thin crust, relative flat ridge-edge area	Halite
	2011	GT110203	544	G	Coarse grained sediment covered with fine grained sediments	Barite, Pyrite, Sphalerite, Bernalite



Fig. 2. Suspended surface sediments were flow out from TV guided grab sampler due to grab loosely.

지역에 따라서 차이를 보인다(Bertine, 1974; Cronan *et al.*, 1986; Hawkins and Helu, 1986; Hodkinson and Cronan, 1991; Bryan *et al.*, 2004).

이번 연구는 통가열도 내 우리나라 해저열수광상 조사지역에 존재하는 5개 해저화산의 표층퇴적물 내 미량 원소와 희토류 원소의 분포를 파악하고, 각 해저화산의 열수변질 여부를 규명하고, 지역적인 변질 특성을 확인하는 것이다.

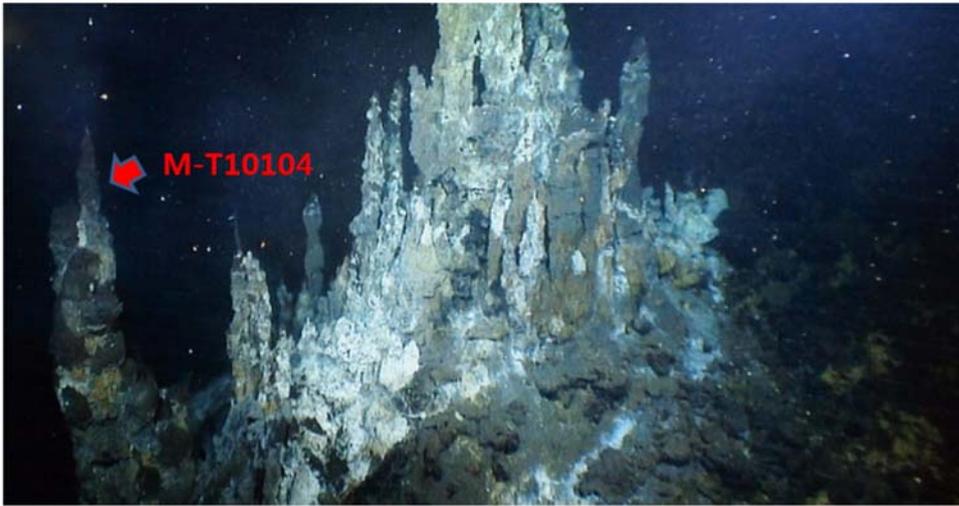
### 재료 및 방법

이번 연구는 2009년부터 2011년까지 진행된 해저괴상황화물광상(Seafloor Massive Sulfide Deposits; SMST) 탐사 동안에 통가열도 내 존재하는 5지역의 해저화산(TA12, TA19, TA22, TA25, TA26)에서 채취된 29개의 표층퇴적물이 사용되었다(그림 1, 표 1). 퇴적물 채취 방법은 TV 카메라가 장착된 그랩시료채취기(TV-guided Grab sampler; GTV), 다중코어시료채취기(Multi Corer; MC) 그리고 무인잠수정(Remotely Operated Vehicle: ROV)을 이용한 에크만 그랩(Ekman Grab; EKG), 흡입(Suction; S), 푸쉬코어러(Push Corer; PC), 그리고 드릴코어러(Drill Corer; DC)를 사용하였다. 채취

된 대부분의 표층 퇴적물은 침니(chimney) 쇄설물 또는 침니 쇄설물과 소량의 퇴적물로 구성되어 있다(표 1).

### 퇴적물 채취

2009년 탐사(SMST2009)에서 채취된 퇴적물 시료는 OFOS (Ocean Floor Observation System)의 해저면의 영상 자료를 분석하여 열수변질이 의심되는 징후가 나타난 지역을 선정된 이후에, GTV를 사용하여 해저면을 재확인하고 채취하였다. GTV를 이용하여 퇴적물 채취 시 부유된 세립질 퇴적물이 다량 채취기 밖으로 흘러나갔기 때문에, 조립질 퇴적물들이 주로 채취되었다(그림 2). 2010년 탐사(SMST2010)에서는 TA12, 그리고 TA26 해저화산 주변에서 퇴적물 시료를 채취하였다. 2010년 탐사부터 상세한 해저면 관찰 및 시료채취를 위해 무인잠수정을 사용하여 다수의 침니를 발견하였고, 발견된 침니 주변에서 시료를 채취하였다(그림 3~4). 2011년 탐사(SMST2011)에서는 2009-2010년 조사를 바탕으로 열수변질이 확인된 TA26 해저화산의 봉우리(volcanic cone) 지역과 TA25 해저화산의 칼데라(caldera) 동-서쪽사면을 집중적으로 조사하



**Fig. 3.** Sampling location of M-T10104. Sample was collected at top of chimney during high temperature water sampling using ROV.

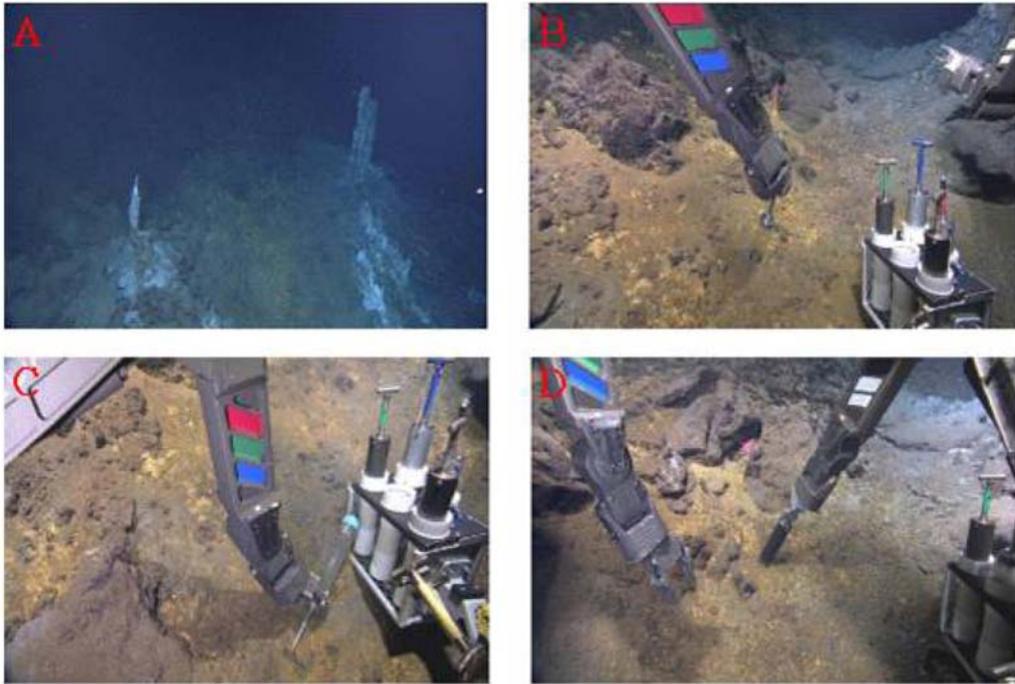


**Fig. 4.** Sampling location of M-T10106. Sample was collected at bottom site of the chimney in Fig. 3.

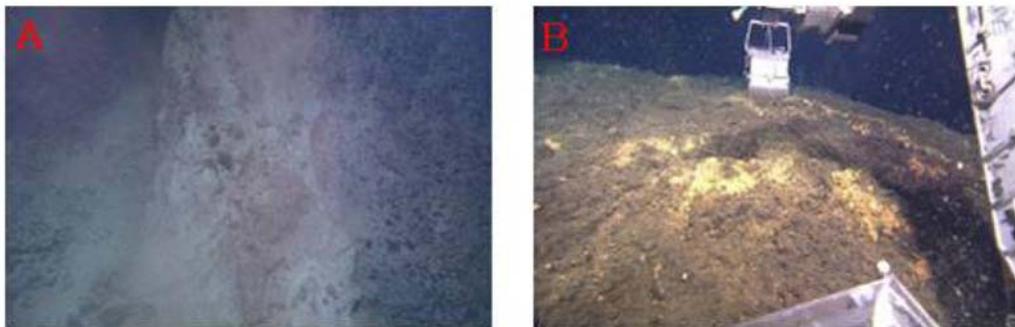
였다. 이 지역에서는 기존 탐사자료를 바탕으로 계획된 측선을 따라 무인잠수정과 OFOS를 통해 상세 해저면 관찰 중 발견된 침니 및 퇴적물을 무인잠수정을 사용하여 채취하였으며, 일부 시료는 무인잠수정을 통한 조사 이후 MC와 GTV를 이용하여 채취되었다(표 1, 그림 5~6).

#### 실험 방법

퇴적물 내 미량 원소와 희토류 원소의 농도를 측정하기 위하여 동결건조 후 분말화된 퇴적물시료 0.2 g을 저압용 테프론 가압용기(Savillex™)에 넣고 불산 : 질산 : 과염소산을 4 : 4 : 1로 혼합한 산 5 ml를 가한 후 건조 직전까지 증발시켰다.



**Fig. 5.** Top view of hydrothermal vent in TA26 (A), RT110202-4 (B) and RT110202-5 (D) were used to take sediment samples. RT110202-4 sample was mixed cause of dropping (C).



**Fig. 6.** Top views of sampling bottom of RT110203-10 (A) and RT110203-11 (B).

이 과정을 반복한 후 과염소산 1 ml를 넣어 잔류 물을 완전히 용해시킨 후, 산을 증발시키고 남은 고형물을 1% 질산( $\text{HNO}_3$ )으로 용해시켰다(Song and Choi, 2009). 전 처리된 시료들에 대한 미량원소와 희토류 원소의 분석은 한국지질자원연구원의 유도 결합 플라즈마 방출분광기(PerkinElmer, Optima 5300 DV)와 유도결합 플라즈마 질량분석기(Perkin-Elmer, Elan 6000)를 사용하여 측정하였다. 측정

시 시료별로 최종 희석 배율이 달라 일부 원소의 경우 과도한 희석으로 인해 측정한계 미만으로 검출되었다. 측정한계 미만으로 검출된 원소에 대해서는 희석배율을 고려한 측정한계 농도로 표시하였으며, 그림 표기나 계산시에도 측정한계 농도를 사용하였다.

**Table 2.** Geochemical composition of surface sediments

Area	Station	Ni	Cu	Sn	Zn	Pb	Cr	Co	Cd	Sb	W	Ba	Mo	Rb	Sr	As
		(ppm)														
TA12	GTV20	9.8	127	<4.0	97.0	<4.0	7.4	34.8	<4.0	<4.0	<4.0	168	7.8	10.4	221	19.6
	GTV20-2	14.8	137	<4.0	149	<4.0	8.8	36.6	<4.0	<4.0	<4.0	137	16.0	9.6	235	19.2
TA19	GTV16	4.8	107	<4.0	84.5	<4.0	6.8	31.7	<4.0	<4.0	<4.0	172	6.0	10.6	189	11.0
	GTV17	4.8	150	<4.0	83.4	<4.0	5.8	32.2	<4.0	<4.0	<4.0	202	5.4	10.0	194	11.8
TA22	GTV18	6.4	147	<4.0	73.9	<4.0	7.6	32.6	<4.0	<4.0	<4.0	147	4.6	5.6	245	5.0
	GTV12	5.8	69.8	<4.0	140	68.1	<4.0	13.0	<4.0	<4.0	<4.0	311	7.2	18.4	177	172
TA25	GTV13	11.6	80.5	<4.0	145	76.7	<4.0	15.0	<4.0	<4.0	<4.0	406	8.4	11.6	389	232
	GTV10	25.9	76.5	<20.0	303	128	<20.0	11.8	<20.0	<20.0	<20.0	52,200	93.4	<20.0	2,730	565
TA25	GT110211	N.D.	757	<4.0	325	1,090	5.6	9.4	<4.0	83.0	<4.0	948	148	7.2	242	7,560
	GT110212	15.0	144	<4.0	542	13.0	11.6	37.8	<4.0	<4.0	<4.0	254	6.4	9.0	178	86.9
	GT110213	<20.0	4,230	<20.0	3,650	690	<20.0	<20.0	29.2	60.1	47.2	114,000	25.6	979	6,690	990
	GT110206	39.4	3,040	<20.0	5,310	3,210	26.3	32.1	<20.0	91.8	62.0	128,000	<20.0	968	8,310	637
	GT110207	<4.0	<4.0	<4.0	63.4	1,840	<4.0	9.2	<4.0	13.6	<4.0	102	90.8	9.0	402	6,790
	GT110208	46.8	55,300	60.5	9,010	1,800	33.0	<20.0	49.8	182	110	108,000	145	1,310	5,000	2,220
	GT110210	27.4	71,600	45.5	71,200	5,000	21.3	<20.0	725	878	819	15,500	98.2	1,320	5,360	14,600
TA26	GTV01	<4.0	70.0	<4.0	96.3	<4.0	<4.0	19.1	<4.0	<4.0	<4.0	436	6.0	8.0	231	130
	GTV02	<20.0	<20.0	<20.0	21.9	<20.0	<20.0	<20.0	<20.0	46.5	<20.0	52,500	<20.0	50.3	2,860	657
	GTV03	<4.0	82.2	<4.0	57.6	<4.0	6.0	24.8	<4.0	<4.0	<4.0	422	33.4	11.4	207	124
	GTV07	57.1	654	<4.0	313	190	8.8	28.0	<4.0	<4.0	<4.0	647	9.4	5.0	543	166
	GTV08	<4.0	<4.0	<4.0	159	12.6	6.8	6.2	<4.0	10.0	<4.0	691	41.5	13.2	173	382
	M-T10104	11.8	119	<4.0	81.5	<4.0	9.6	35.1	<4.0	<4.0	<4.0	169	4.8	10.4	199	24.0
	M-T10106	<4.0	2,730	118	155,000	3,270	<4.0	9.6	850	152	<4.0	328,000	36.0	1,660	6,560	364
	RT110202-4	<4.0	7,750	120	52,500	9,960	<4.0	5.4	235	459	<4.0	224,000	15.6	226	12,400	1,030
	RT110202-5	<4.0	1,400	188	7,090	3,870	<4.0	14.2	20.2	30.8	<4.0	359,000	37.6	246	11,100	393
	GT110201	8.8	160	<4.0	136	<4.0	4.2	45.6	<4.0	<4.0	<4.0	642	6.8	5.0	242	11.2
	GT110202	9.8	225	<4.0	132	12.2	6.4	45.8	<4.0	<4.0	<4.0	464	21.4	9.2	220	51.2
	RT110203-10	7.8	241	81	286	198	4.2	64.2	<4.0	<4.0	<4.0	19,600	17.8	8.2	865	95.0
	RT110203-11	<4.0	<4.0	<4.0	50.2	<4.0	10.6	7.0	<4.0	21.0	<4.0	303	60.6	9.2	193	531
GT110203	<4.0	2,960	307	21,200	3,870	<4.0	29.6	62.1	127	<4.0	239,000	30.2	245	6,330	477	

\* Some elements were measured below the detection limit due to the dilution rates.

### 결과 및 토의

#### 퇴적물 내 미량 원소 분포특성

조사지역 표층 퇴적물 내 미량 원소의 농도는 Ni N.D.~57.1 ppm (평균 13.2 ppm), Cu <4.00~71,600 ppm (평균 5,255 ppm), Sn <4.00~307 ppm (평균 37.0 ppm), Zn 21.9~155,000 ppm (평균 11,320 ppm), Pb <4.00~9,960 ppm (평균

1,219 ppm), Cr <4.00~33.0 ppm (평균 9.75 ppm), Co 5.40~64.2 ppm (평균 24.5 ppm), Cd <4.00~850 ppm (평균 72.7 ppm), Sb <4.00~878 ppm (평균 77.1 ppm), W <4.00~819 ppm (평균 40.4 ppm), Ba 102 359,000 ppm (평균 56,773 ppm), Mo 4.60~148 ppm (평균 35.3 ppm), Rb 5.00~1,660 ppm (평균 249 ppm), Sr 173~12,400 ppm (평균 2,506 ppm), As 5.00~14,600 ppm (평균 1,323 ppm)으로 측정되었다(표 2). 대부분의 원소

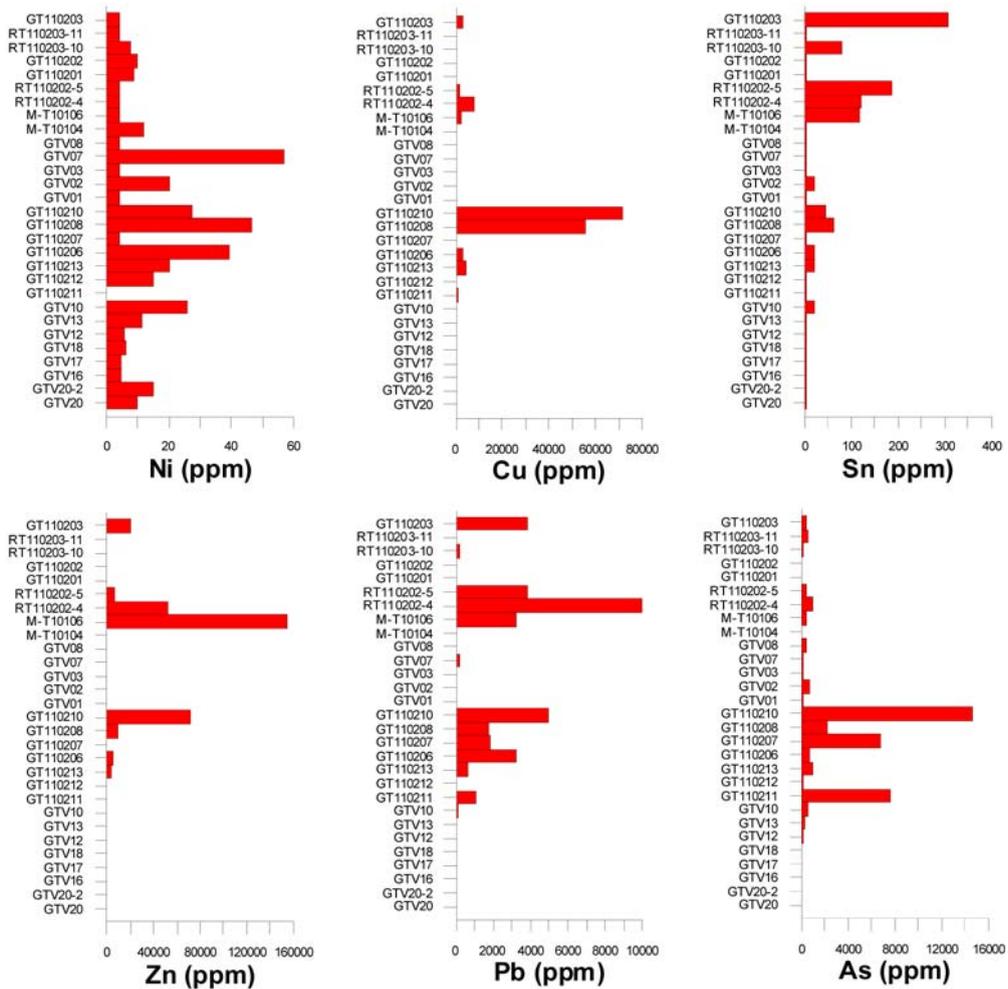


Fig. 7. Trace metal concentrations of surface sediments taken during SMST cruises 2009-2011.

는 TA12, TA19, TA22 해저화산에서 상대적으로 농도가 낮고, TA25와 TA26 해저화산에서 상대적으로 높다(표 2).

Ni의 경우 검출한계 이하로 측정된 정점을 제외 하면 TA26 해저화산의 GTV07시료에서 57.1 ppm으로 가장 높고, TA25 해저화산의 GT110206, GT110208, GT110210 시료에서 각각 39.4 ppm, 46.8 ppm, 그리고 27.4 ppm으로 높다. Cu는 표층 퇴적물 내 농도 차이가 최대 17,900배까지 차이를 보이며, TA25 해저화산의 GT110210시료에서 71,600 ppm으로 가장 높다(그림 7). Cu는 동일 해저화산 GT110208, GT11021, GT110206시료에서 상대적으로 높고, TA26 해저화산 M-T10106, RT110

202-4, RT110202-5, GT110203에서 다른 정점에 비해 상대적으로 높다. 반면에 TA12, TA19, TA22 해저화산에서는 최대 농도가 150 ppm으로 상대적으로 낮다(그림 7). Sn은 일부 정점을 제외하면 검출한계 미만으로 측정되었다. Sn은 TA26 해저화산의 GT110203에서 307 ppm으로 최대 농도를 보이며 TA26 해저화산의 M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, RT110203-10 지역의 시료에서 검출한계 이상으로 측정되었다. TA25 해저화산에서도 GTV10, GT110213, GT110206, GT110208, GT110210 시료에서 검출한계 이상으로 측정되었다(그림 7). Zn 역시 Cu와 유사하게 정점별 농도차가 최대 7,000배가 넘게 나타났다. Zn 농도는 TA26 해저

화산의 M-T10106시료에서 155,000 ppm으로 가장 높고, 동일 해저화산의 RT110202-4, RT110202-5, GT110203시료에서도 높다. TA25 해저화산 지역에서도 GT110213, GT110206, GT110208, GT110210 시료에서 높게 측정되었다. 이를 제외한 조사 정점에서는 수백 ppm 이하의 농도로 상대적으로 낮게 측정되었다(표 2). Pb 농도는 TA26 해저화산의 M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, GT110203 시료에서 높으며, TA25 해저화산은 GTV10과 GT110212를 제외한 정점에서 높다. 반면 TA12와 TA29 해저화산에서는 Pb가 검출한계 이하였으며, TA22 해저화산의 경우 100 ppm 이하로 측정되었다(그림 7). Cd의 경우 대부분의 정점이 <4.00~50 ppm인 반면 TA26 해저화산의 RT110202-4시료에서 850 ppm으로 가장 높으며, 동일 지역의 RT110202-5시료에서도 235 ppm으로 높고, TA25 해저화산은 GT110210 시료에서 725 ppm으로 높다. Sb 농도는 TA25 해저화산의 GT110210시료에서 878 ppm으로 가장 높고, 동일 해저화산의 GT110211, GT110213, GT110206, GT110208 시료에서 상대적으로 높다. TA26 해저화산에서는 GTV02, M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, GT110203 시료에서 높다. 반면 TA12, TA19, 그리고 TA22 해저화산에서는 모두 검출한계 미만으로 측정되었다. W의 경우 대부분 정점이 검출한계 미만으로 측정되었으며, TA25 해저화산의 일부 정점에서만 검출한계 이상 측정되었으며 GT110210 시료에서 819 ppm으로 가장 농도가 높다. Ba의 경우 정점 간 농도 차이가 최대 약 3,500배로 높게 측정되었다. Ba의 농도가 높은 정점은 Cu, Zn, Pb와 유사하게 TA25 해저화산의 GTV10, GT110213, GT110206, GT110208 시료에서 10% 이상의 매우 높은 농도로 나타났으며, TA26 해저화산의 M-T10106, RT110202-4, RT110202-4, GT110203 시료에서는 20% 이상으로 매우 높다. Mo는 정점 간 농도의 차이가 최대 약 30배 정도로 나타났다. TA25 해저화산 GT110211시료에서 148 ppm으로 가장 높고, 동일 지역 GTV10, GT110211, GT110207, GT110208, GT110210시료에서 90 ppm 이상으로 높다. TA26 해저화산 시료 내 농도는 TA25 해저화산의 시료보다 절대적인 농도는 작으나 다른 원소의 농도가 상대적으로 높은 일부 정점에서 TA26 해저화산 평균 농도보다 높다. 반면 GTV20-2시료를 제외한 TA12, TA19, 그리고 TA22 해저화산의 시료에서 10 ppm 이하로 측정되었다. Rb 역시 다른 원소와

유사하게 일부 정점에서만 높은 농도가 측정되었다. Rb는 TA25 해저화산의 GT110213, GT110206, GT110208, GT110210시료에서 매우 높으며, TA26 해저화산의 M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, GT110203시료에서도 동일 해저화산의 타 정점에 비해 높다. Sr은 정점 간 농도차가 최대 약 70배 정도로 앞서 기술된 다른 원소들과 유사하게 TA25 해저화산의 GTV10, GT110213, GT110206, GT110208, GT110210 시료와 그리고 TA26 해저화산의 GTV02, M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, GT110203시료에서 주변 정점에 비해 높다. As 역시 정점간 농도차이가 최대 약 200배 정도로, TA25 해저화산 GT110210시료에서 14,600 ppm으로 가장 높고 동일 해저화산의 GT110211, GT110207, GT110208, 그리고 TA26 해저화산의 RT110204-4에서 1,030 ppm으로 상대적으로 높다(그림 7).

#### 퇴적물 내 희토류 원소 분포특성

조사지역 퇴적물 내 희토류 원소의 농도는 가벼운 희토류 원소(Light Rare Earth Elements; LREE), 중간 희토류 원소(Middle Rare Earth Elements; MREE), 그리고 무거운 희토류 원소(Heavy Rare Earth Elements; HREE)로 나누어 기술하였다. 표층퇴적물 내 LREE는 2.71~227 ppm (평균 33.8 ppm), MREE는 0.88~14.3 ppm (평균 6.79 ppm), HREE는 0.44~9.67 ppm (평균 3.45 ppm) 그리고 전체 희토류원소의 합인 TREE는 4.30~237 ppm (평균 44.0 ppm)으로 측정되었다(표 3, 그림 8).

표층 퇴적물 내 LREE는 TA26 해저화산에서 타 해저화산에 비해 높게 측정되었다(표 3). TA26 해저화산의 RT110202-4, RT110202-5, RT110203-10, GT110203시료에서는 다른 정점에 비해 수배 이상의 높은 LREE가 특징이며, 특히 Ce가 부화되어 있는 것으로 측정되었다. 이들 정점을 제외하면 전체적인 LREE의 농도는 TA22 해저화산에서 평균 30.8 ppm으로 가장 높으며, TA12와 TA19 해저화산이 TA25와 RT110202-04, RT110203-10, 그리고 GT110203을 제외한 TA26 해저화산보다 높아 미량원소의 분포와는 다른 특성을 보인다. 그러나 TA26 해저화산에서도 앞서 언급된 세 정점은 LREE의 농도가 100 ppm 이상으로 전체 조사지역에서 가장 높다(표 3).

표층 퇴적물 내 MREE의 농도는 LREE와는 달리 전체 정점에서 차이가 크지 않다(표 3). 전체적

**Table 3.** REE concentration of surface sediments

Area	Station	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣLREEs	ΣMREEs	ΣHREEs	TREEs
		(ppm)																	
TA12	GTV20	2.23	7.86	0.92	3.86	1.31	0.50	1.78	0.42	2.28	0.62	1.55	0.28	1.58	0.30	14.9	6.29	4.33	25.5
	GTV20-2	2.06	5.85	0.86	3.66	1.26	0.48	1.70	0.40	2.18	0.60	1.50	0.27	1.56	0.29	12.4	6.02	4.22	22.7
TA19	GTV16	3.24	8.61	1.40	5.99	2.03	0.74	2.61	0.59	3.22	0.85	2.12	0.38	2.14	0.40	19.2	9.19	5.89	34.3
	GTV17	3.22	8.64	1.44	6.16	2.08	0.77	2.74	0.62	3.35	0.89	2.22	0.39	2.20	0.41	19.5	9.56	6.11	35.1
	GTV18	3.34	11.3	3.10	4.93	1.70	0.64	2.36	0.50	2.71	0.72	1.82	0.32	1.79	0.34	22.7	7.91	4.99	35.6
TA22	GTV12	5.94	14.7	2.44	10.1	3.20	0.95	4.00	0.95	5.17	1.38	3.45	0.63	3.55	0.66	33.2	14.3	9.67	57.1
	GTV13	5.45	12.3	2.09	8.57	2.67	0.89	3.41	0.78	4.26	1.15	2.91	0.53	2.92	0.55	28.4	12.0	8.06	48.5
TA25	GTV10	3.18	5.86	0.52	1.91	0.53	0.60	0.75	0.14	0.74	0.20	0.50	0.10	0.53	0.11	11.5	2.76	1.44	15.7
	GT110211	1.40	2.28	0.42	1.76	0.60	1.42	0.65	0.12	0.63	0.17	0.41	<0.10	0.41	<0.10	5.86	3.42	1.09	10.4
	GT110212	2.42	7.06	1.20	5.42	1.89	0.78	2.57	0.60	3.33	0.90	2.22	0.40	2.27	0.42	16.1	9.17	6.21	31.5
	GT110213	2.88	4.29	0.40	1.47	0.54	3.09	0.77	0.12	0.58	0.16	0.38	0.08	0.53	0.14	9.04	5.10	1.29	15.4
	GT110206	2.18	3.72	0.44	1.67	0.46	1.09	0.58	<0.10	0.37	<0.10	0.22	<0.10	0.33	<0.10	8.01	2.60	0.75	11.4
	GT110207	0.67	1.64	0.22	0.85	0.22	0.19	0.25	<0.10	0.23	<0.10	0.14	<0.10	0.14	<0.10	3.38	0.99	0.48	4.85
	GT110208	1.42	2.07	0.18	0.70	0.27	2.50	0.31	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.14	<0.10	4.37	3.28	0.44	8.09
	GT110210	1.02	1.21	0.08	0.41	0.23	3.54	0.34	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.14	<0.10	2.72	4.31	0.44	7.47
TA26	GTV01	3.02	8.72	1.48	6.45	2.25	0.89	2.92	0.69	3.68	1.00	2.41	0.43	2.41	0.45	19.7	10.4	6.70	36.8
	GTV02	0.92	1.50	0.12	0.44	0.14	0.28	0.18	<0.10	0.18	<0.10	0.10	<0.10	0.14	<0.10	2.98	0.88	0.44	4.30
	GTV03	1.68	4.14	0.69	3.01	1.00	0.42	1.37	0.32	1.76	0.48	1.20	0.21	1.19	0.22	9.52	4.87	3.30	17.7
	GTV07	4.54	8.10	1.51	6.37	2.01	1.13	2.65	0.59	3.22	0.89	2.24	0.40	2.24	0.43	20.5	9.60	6.20	36.3
	GTV08	0.32	1.15	0.20	1.04	0.52	0.36	0.96	0.22	1.19	0.32	0.75	0.12	0.62	0.12	2.71	3.25	1.93	7.89
	M-T10104	2.59	6.42	1.00	4.14	1.36	0.52	1.82	0.42	2.32	0.65	1.59	0.30	1.65	0.31	14.2	6.44	4.50	25.1
	M-T10106	3.23	4.03	0.32	1.38	0.59	6.09	0.80	<0.10	0.39	<0.10	0.24	<0.10	0.79	0.29	8.96	7.97	1.52	18.5
	RT110202-4	41.4	154	10.2	21.2	1.89	4.44	2.44	0.16	0.31	<0.10	0.10	<0.10	0.44	0.19	227	9.24	0.93	237
	RT110202-5	17.3	62.1	4.37	9.96	1.20	5.65	1.59	0.15	0.60	0.16	0.38	<0.10	0.68	0.21	93.7	9.19	1.53	105
	GT110201	2.05	5.73	0.96	4.27	1.50	0.67	1.98	0.46	2.54	0.68	1.70	0.30	1.64	0.30	13.0	7.15	4.62	24.8
	GT110202	2.01	5.49	0.92	4.09	1.43	0.64	1.96	0.46	2.47	0.66	1.63	0.29	1.60	0.30	12.5	6.96	4.48	24.0
	RT110203-10	29.4	71.4	5.61	14.9	2.27	1.06	3.15	0.56	2.86	0.77	1.92	0.34	1.94	0.38	121	9.90	5.35	137
	RT110203-11	2.49	7.98	1.45	5.85	1.19	0.40	0.90	0.12	0.38	<0.10	0.12	<0.10	0.12	0.02	17.8	2.99	0.46	21.2
	GT110203	40.9	135	9.13	20.0	1.93	4.21	3.05	0.38	1.61	0.41	0.93	0.16	0.90	0.21	205	11.2	2.61	219
UCC		30.0	64.0	7.10	26.0	4.50	0.88	3.80	0.64	3.50	0.80	2.30	0.33	2.20	0.32	127	13.3	5.95	146

인 농도는 LREE와 유사하게 TA12, TA19, 그리고 TA22 해저화산에서 높았으며, TA25와 TA26 해저화산의 일부 정점에서 주변정점보다 MREE가 높으나, LREE에서 나타났던 큰 차이는 보이지 않는다(그림 8). 그러나 Eu는 TA25와 TA26 해저화산 일부 정점에서 타 정점에 비해 높으며, 이들 정점은 미량 원소의 높은 농도가 나타난 정점(GT110213, GT110208, GT110210, M-T110206, RT110202-4,

RT110202-5, GT110203)과 일치한다(그림 7~8). 전체적인 MREE의 농도는 TA26 해저화산보다 TA25 해저화산에서 낮는데, 이는 TA25 해저화산의 일부 정점에서 Tb와 Dy의 농도가 검출한계 이하이기 때문이다(표 3).

TA12, TA19, 그리고 TA22 해저화산에서의 상대적으로 높은 희토류 원소 농도는 HREE에서 더욱 분명하게 차이를 보여 TA12, TA19, TA22 해

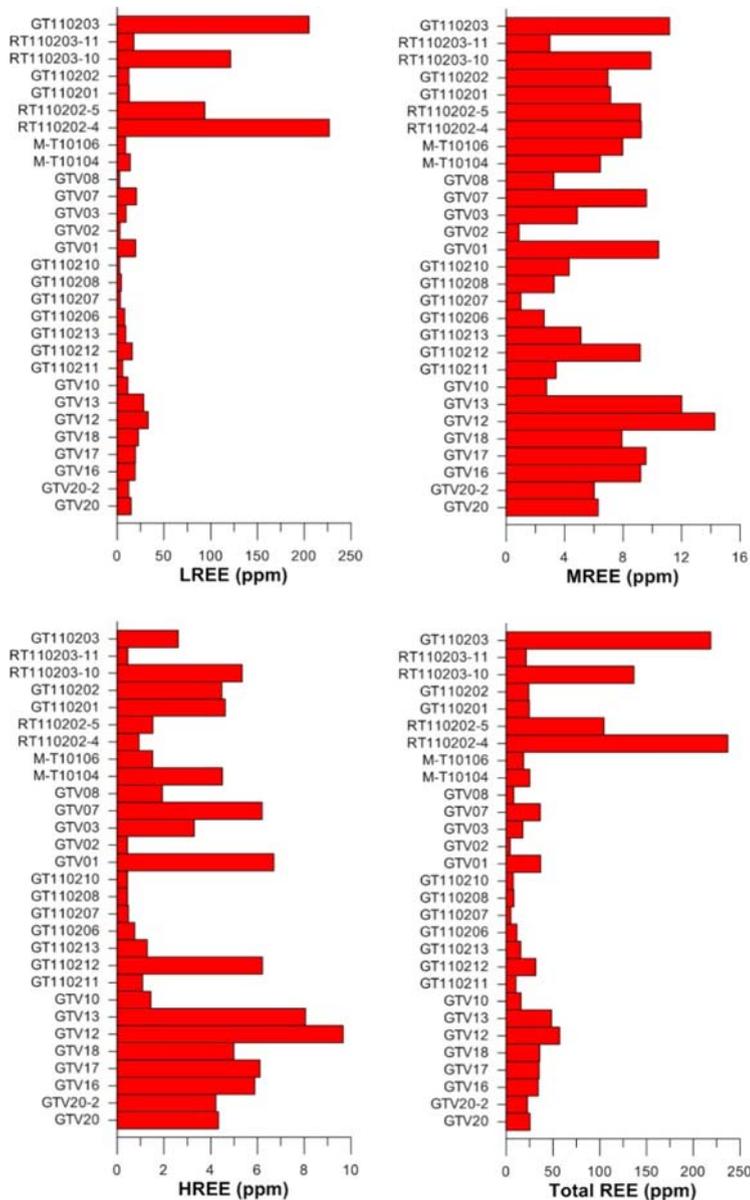


Fig. 8. LREE, MREE, HREE and Total REE concentrations of surface sediments taken during SMST cruises 2009-2011.

저화산에서 높으며, 일부 TA25와 TA26 해저화산 (GT 110213, GTV01, GTV07, RT110203-10)에서도 HREE농도가 높다(표 3). 일부 HREE 원소 역시 MREE와 마찬가지로 TA25와 TA26 해저화산의 일부 시료에서 검출한계 이하로 측정되어 TA12, TA19, 그리고 TA22 해저화산보다 낮다(그림 8).

#### 미량 원소의 열수변질 특성

조사지역 표층 퇴적물 내의 미량 원소의 분포는 TA25와 TA26 해저화산에서 다른 해저화산의 표층 퇴적물보다 일부 원소의 농도가 높은 특징을 보인다(그림 7). 이러한 정점은 TA25 해저화산의 GTV10,

GT110211, GT110212, GT110213, GT110206, GT110208, GT110210과 TA26 해저화산의 GTV02, GTV07, M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, RT110203-10, GT110203이다. 이 중 특히 TA25 해저화산의 GT110206, GT110208, GT110210는 대부분의 미량 원소가 높다. 이들 정점은 대부분 침니가 발견된 지역에서 채취되었으며, 대부분 깨어진 암편과 다양한 색상의 점토질로 이루어져 있다(표 1). 따라서 이들 원소의 높은 농도는 침니의 파편의 영향이거나 열수가 해수와 반응하면서 침전된 침전물의 영향으로 사료된다(Mooby *et al.*, 1984; Daessle *et al.*, 2000; Paropkari *et al.*, 2010; Cho *et al.*, 2011).

TA25와 TA26 해저화산은 부화된 원소의 차이를 보이는데 TA26 해저화산에서는 Cu, Sn, Zn, Pb, Cd, Sb, Ba, Rb, Sr의 부화가 나타나며, TA25 해저화산에서는 TA26 해저화산에 부화된 원소 이외에도 Ni, Cr, W, 그리고 As가 부화되어 있다(표 3). 기존 연구에 의하면 조사지역 표층 퇴적물에 부화된 이들 원소의 주요 기원지의 하나가 열수이므로, TA25와 TA26 해저화산의 이들 원소가 높은 정점은 열수의 영향을 받고 있을 가능성이 매우 크다(Moorby *et al.*, 1984; Hodkinson and Cronan, 1991; Daessle *et al.*, 2000; Vitali *et al.*, 2000). 동일한 열수의 영향을 받은 두 해저화산의 원소의 부화된 특징이 다른 이유로는 해저화산의 생성 당시의 마그마의 특성, 해저화산 지역에 유입되는 화산 쇄설물이나 탄산염 퇴적물의 희석효과, 시료 채취지역의 열수 분출구로부터의 거리, 열수로부터 침전된 황화광물/산화광물의 함량 등을 들 수 있다(Hodkinson and Cronan, 1991; Fouquet *et al.*, 1993; Daessle *et al.*, 2000).

한편, 동일한 해저화산이라도 정점에 따른 차이점이 나타난다. TA25 해저화산의 경우 GT110208과 GT110210에서 Cu와 Zn를 포함한 전 원소에서 높은 함량이 측정되었다. 기존연구에 의하면 저온의 화이트 스모커(white smoker) 기원의 침니와 침니 주변의 퇴적물보다 300°C 이상 고온의 블랙 스모커(black smoker) 기원의 침니와 주변 퇴적물에서 풍부한 Cu-Fe가 포함된 섬아연석이 풍부하게 생성된다(Koski *et al.*, 1994). GT110208과 GT110210 정점에서 채취된 퇴적물은 대부분 침니 조각들로 구성되어 있으며, 침니 조각 내의 높은 Cu 함량으로 볼 때 이 정점은 과거 고온의 열수에 영향을 받았음을 유추할 수 있다. 반면 GT110213과 GT110206

의 경우 Cu의 함량은 앞의 두 정점에 비해 현저히 낮으나, Zn, Ba, Rb 등의 원소의 함량이 다른 정점에 비해 높아 앞의 두 정점에 비해 온도가 상대적으로 낮은 저온의 열수에 영향을 받았다고 판단된다. TA25 해저화산의 GTV10, GT110211, 그리고 GT110212 역시 일부 원소의 부화가 보이거나 부화된 원소의 종류나 부화 정도가 낮아 매우 온도가 낮은 열수의 영향을 받았거나, 주변 지역에서 분출된 열수의 수평적인 이동에 의한 침전이나 저층해류에 의한 열수변질 퇴적물 혹은 침니 조각이 이동되어 퇴적된 것으로 판단된다. TA25 해저화산에서 채취된 퇴적물 중 GT110207의 경우 일부 원소를 제외하고 대부분의 미량 원소의 농도가 낮는데, 이것은 GT110207에서 채취된 퇴적물이 다량의 Mn/Fe 수산화물로 구성된 시료로 판단되며, Mn/Fe 수산화물내 Cu와 Zn의 농도는 일반적인 열수 침전물에 비해 낮은 특징을 가지고 있다(Usai and Someya, 1997).

TA26 해저화산의 경우 M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, GT110203 시료에서 주변 정점보다 높은 Cu의 농도가 측정되었다. 이들 정점의 Cu 농도는 TA25 지역 GT110208과 GT110210정점보다 낮으나 Zn, Pb, Cd, 그리고 Ba의 농도는 상대적으로 높다(표 2). 이들 정점은 모두 침니 주변에서 채집된 시료로 이러한 특징은 TA25 해저화산보다 상대적으로 낮은 온도의 열수에 의한 영향으로 판단된다(Koski *et al.*, 1994). TA26 해저화산의 다른 정점에서도 일부 원소의 낮은 부화가 관찰되나 TA25해저화산과 같이 직접적인 열수의 영향이라기보다 주변에서 유입된 낮은 온도의 열수의 영향으로 판단된다(표 2).

#### 희토류 원소의 열수변질 특성

표층 퇴적물 내 희토류 원소의 변화 정도를 살펴 보기 위해 각 희토류 원소의 농도를 상부지각(Upper Continental Crust; UCC) 내 존재하는 희토류 원소의 농도로 표준화하였다(Taylor and Mclennen, 1995). 표준화된 희토류 원소의 분포 형태 중 LREE의 평균농도는 3.8 ppm으로 127 ppm인 UCC와 비교해 낮으며 일부 지역의 MREE와 HREE가 UCC의 농도와 유사하다(그림 9). 전체적인 분포형태는 LREE가 매우 낮고 MREE에서 HREE로 갈수록 증가하는 형태이며, TA25 해저화산(GT110211, GT110213, GT110206, GT110208, GT110210)과 TA26해저

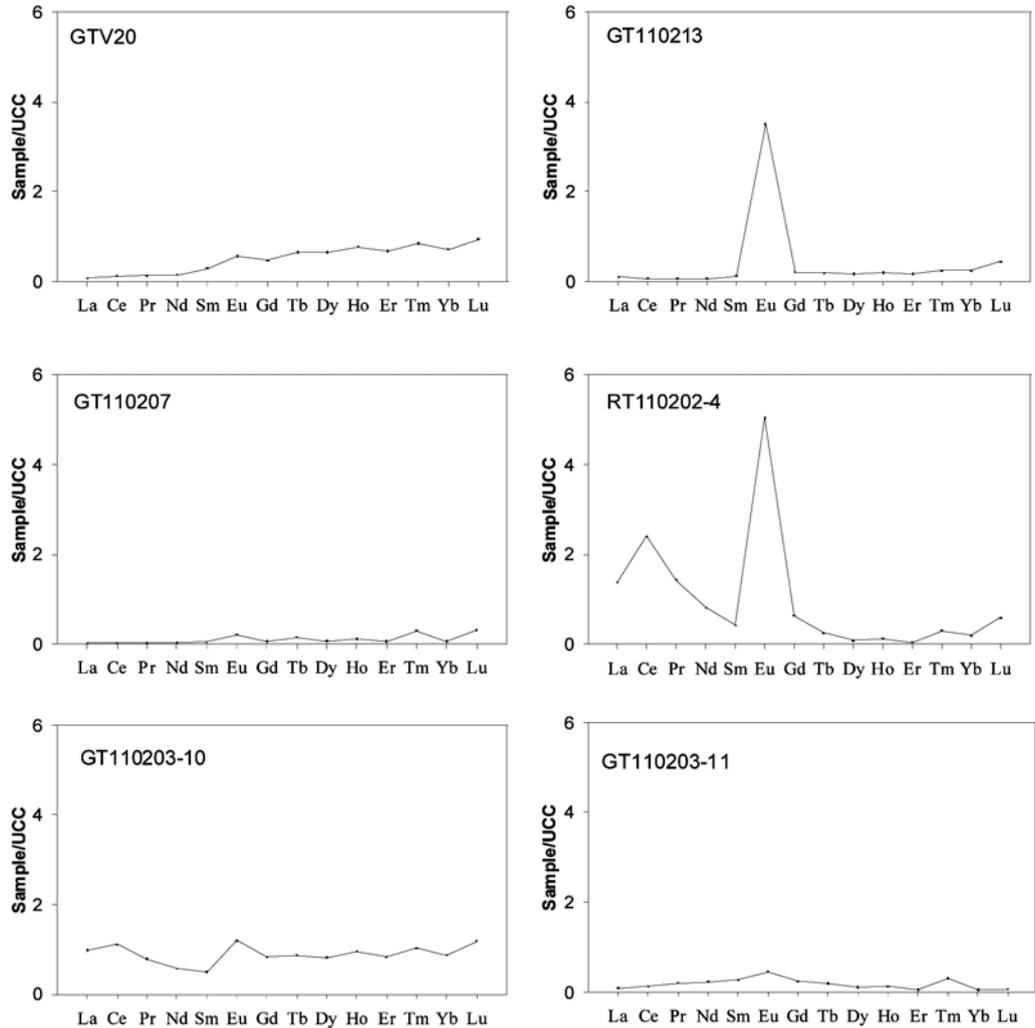


Fig. 9. UCC-normalized REE distribution patterns of surface sediments.

화산(GTV07, M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, GT110203)의 일부 정점에서 Eu의 부화가 확인된다(그림 9). 일반적으로 Eu는 열수침니에 높은 농도로 존재하는 것으로 알려져 있으며, 이외에도 사장석이 풍부한 지역이나 황산염 환원이 일어난 곳에서 높은 농도로 존재한다(Piper, 1974; Murray *et al.*, 1991; MacRae *et al.*, 1992; Chavagnac *et al.*, 2005). 본 연구지역의 퇴적물의 대부분은 규산질 연니, 생물기원 탄산염, 풍화된 화산암 기원의 쇄설물, 그리고 열수 침전물이기 때문에 이러한 Eu의 부화는 주변의 열수작용의 영향을 받은 것으로 볼 수 있다. Eu의 부화가 관찰되는 지역은 TA25

해저화산의 GT110213, GT110206, GT110208, GT110210과 TA26 해저화산의 M-T10106, RT110202-4, RT110202-5, GT110203으로 앞서 기술한 일부 미량 원소의 부화가 관찰된 지역과 일치한다(표 3, 그림 9). 이외에도 TA25해저화산의 GTV10와 GT110211과 TA26해저화산의 GTV02, GTV07, GT110203-10에서 Eu가 높다(그림 9). 이들 정점은 미량 원소의 부화 정점과 일치하며, 따라서 저온 열수 또는 주변지역 열수의 간접적인 영향을 받는 것으로 보인다(표 3).

표층 퇴적물 내 희토류 원소 중 Ce 역시 TA26 지역의 일부 정점(RT110202-4, RT110202-5, GT

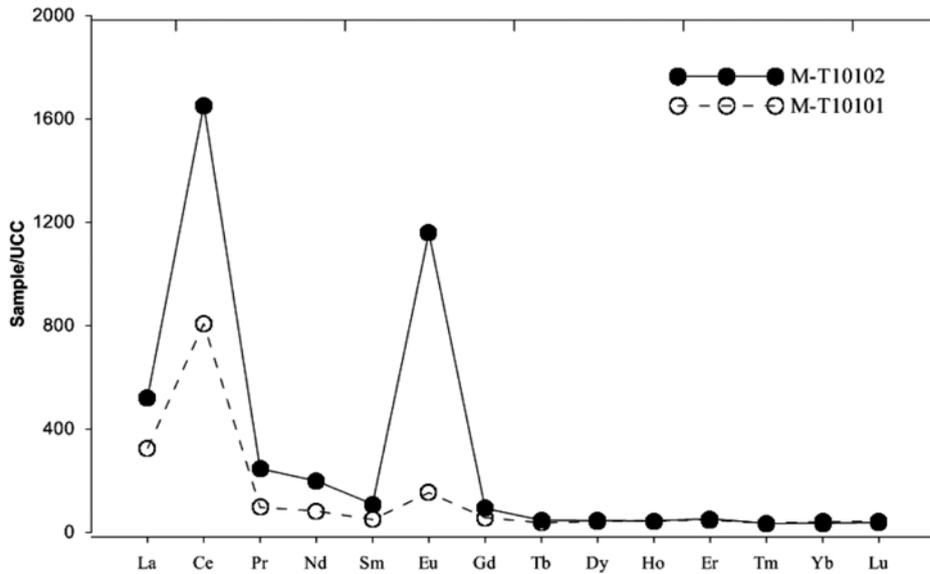


Fig. 10. UCC-normalized REE distribution patterns of hydrothermal fluid collected from TA26 (unpublished data).

110203-10, GT110203)에서 부화되어 있다. 일반적으로 열수기원 생성물에서 Ce는 해수의 희석에 의하여 낮은 음의 이상을 보인다고 알려져 있다 (Elderfield and Greaves, 1982; Chavagnac *et al.*, 2005). 또한, 퇴적물 내 산화-환원환경에 영향을 받아 퇴적물 내 Ce의 부화가 일어나기도 한다(Piper, 1974; Pattan *et al.*, 1995). 퇴적환경이 산화환경일 경우 역시 강한 양의 Ce 이상이 나타나는데, 해수 중의 용존산소가 풍부한 경우, 열수가 분출되는 지역에서 해수 중의  $Ce^{3+}$ 는 급격하게 망간수산화물에 흡착되어 퇴적된다(Elderfield *et al.*, 1981; Kerrich and Said, 2011). TA25와 TA26 해저화산이 포함된 ELSC (East Lau Spreading Center) 지역은 저층수에 충분한 용존산소가 존재하며, 두 해저화산내의 수심의 변화가 크지 않아 수심이 정점간의 용존산소의 변화에 영향을 끼치지 않을 것으로 판단된다(Podowski *et al.*, 2009). 따라서 이러한 Ce이상은 열수에 의한 영향으로 사료된다. 2010년 탐사기간 동안 TA26 해저화산에서 채취된 열수의 희토류 원소 조성을 살펴보면 Ce와 Eu의 높은 양의 이상이 나타나며, 이는 현재 TA26 해저화산 지역에서 분출되고 있는 열수의 특성을 대표한다고 할 수 있다(그림 10).

금번 조사된 각 해저화산별 부화된 미량 원소

및 희토류 원소의 종류와 농도는 차후 통가열도 지역의 열수광상 탐사시에 지역적인 열수변질의 지시자로서 유용하게 활용될 것으로 기대된다.

## 결론

1) 조사지역의 표층 퇴적물 분석결과 TA25와 TA26 해저화산의 일부 정점 퇴적물에서 미량 원소 부화가 관찰되었다. 이들 정점은 대부분 침니가 관찰된 지역에서 채취된 시료들로 TA25 해저화산은 주로 Ni, Cu, Sn, Zn, Pb, Cr, Cd, Sb, W, Ba, Ta, Rb, Sr, As가 부화되어 있으며, TA26 해저화산은 주로 Cu, Sn, Zn, Pb, Cd, Sb, Ba, Rb, Sr이 부화되어 있다. 또한 미량 원소가 부화된 지역에서는 조사지역 열수의 특징을 반영한 Ce와 Eu의 부화도 관찰되며, 이것은 미량 원소의 부화가 열수에 의한 것을 지지하는 중요한 증거의 하나이다.

2) TA12, TA19, TA22 해저화산에서는 열수에 의한 퇴적물의 변질작용이 없거나 매우 적은 반면에, TA25와 TA26 해저화산의 일부 지역은 현재에도 열수의 영향을 받고 있는 것으로 판단된다. 또한 TA25와 TA26 해저화산은 부화된 원소의 특징이 다르게 나타나는데, TA25 해저화산에서는 Cu를 포함한 미량 원소가, TA26 해저화산에서는 Ce

를 포함한 희토류 원소가 우세하게 부화되어 있다.

3) 해저화산별 부화 원소의 차이는 해저화산의 생성 당시의 열수의 용존 원소의 함량의 차이로 판단되며, 이외에도 해저화산 지역에 유입되는 화산 쇄설물이나 탄산염 퇴적물의 희석효과, 시료 채취 지역의 열수 분출구로부터의 거리, 열수로부터 침전된 황화광물/산화광물의 함량, 그리고 분출되는 열수의 온도 등 여러 가지 요인의 복합적인 작용으로 해석된다.

## 사 사

본 연구는 해저열수광상개발사업단의 지원으로 2009~2013년 수행한 “해저열수광상 해저퇴적물 및 기반암의 열수변질대 연구(NP2009-012)”에 의해 진행되었으며, 연구비를 지원하여 준 해저열수광상개발사업단에 감사드립니다.

## REFERENCES

- Bender, M., Boecker, W., Gornitz, V., Middel, U., Kay, R., Sun, S., and Biscaye, P. (1971) Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 425-43.
- Bertine, K.K. (1974) Origin of Lau Basin Rise sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 629-640.
- Bertine, K.K. and Keene, J.B. (1975) Submarine barite-opal rocks of hydrothermal origin. *Science*, 188, 150-152.
- Bryan, S.E., Cook, A., Evans, J.P., Colls, P.W., Wells, M.G., Lawrence, M.G., Jell, J.S., Greig, A., and Leslie, R. (2004) Pumice rafting and faunal dispersion during 2001/2002 in the Southwest Pacific: record of a dacitic submarine explosive eruption from Tonga. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 135-154.
- Chavagnac, V., German, C.R., Milton, J.A., and Palmer, M.R. (2005) Sources of REE in sediment cores from the Rainbow vent site (36°14' N, MAR). *Chemical Geology*, 216, 329-352.
- Cho, B.C., Choi, H.S., and Koh, S. (2011) Element Dispersion and Wallrock Alteration of TA26 Seamount, Tonga Arc. *Economic and Environmental Geology*, 44, 359-372 (in Korean with English abstract).
- Cho, H.G., Kim, Y.H., Um, I.K., and Choi, H.S. (2012) Hydrothermal Alteration Around the TA 26 Seamounts of the Tofua Volcanic Arc in Lau Basin, Tonga. *Journal of Mineral Society of Korea*, 25, 233-247 (in Korean with English abstract).
- Cronan, D.S., Hodkinson, R.A., Harkness, D.D., Moorby, S.A., and Glasby, G.P., (1986) Accumulation rates of hydrothermal metalliferous sediments in the Lau basin, S.W. Pacific. *Geo-Marine Letters*, 6, 51-56.
- Daessle, L.W., Cronan, D.S., Marchig, V., and Wiedicke, M. (2000) Hydrothermal sedimentation adjacent to the propagating Valu Fa Ridge, Lau Basin, SW Pacific. *Marine Geology*, 162, 479-500.
- Elderfield, H., and Greaves, M.J. (1982). The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296, 214-219.
- Edmond, J., von Damm, K.L., McDuff, R.E., and Measures, C.I. (1982) Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, 297, 187-191.
- Fouquet, Y., von Stackelberg, U., Charlou, J.L., Erzinger, J., Herzig, P.M., Muhe, R., and Wiedicke, M. (1993) Metallogenesis in Back-Arc Environments: The Lau Basin Example. *Economic Geology*, 88, 2154-2181.
- German, C.R., Edmond, J.M., Palmer, M.R., and Edmond, J.M. (1999) Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 21°N East Pacific Rise. *Chemical Geology*, 155, 65-75.
- German, C.R., Klinkhammer, G.P., Edmond, J.M., Mitra, A., and Elderfield, H. (1990) Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean. *Nature*, 345, 516-518.
- Guilbert, J.M. and Park, C.F. Jr. (1986) *The Geology of Ore Deposits* (2nd ed.). W.H. Freeman and Co., 985p.
- Hawkins, J.W. and Helu, S. (1986) Polymetallic sulphide deposit from “black smoker” chimney: Lau Basin. *EOS*, 67: 378.
- Hekinian, R., Muhe, R., Worthington, T.J., and Stoffers, P. (2008) Geology of a submarine volcanic caldera in the Tonga Arc: Dive results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 571-582.
- Hodkinson, R.A. and Cronan, D.S. (1991) Geochemistry of recent hydrothermal sediments in relation to tectonic environment in the Lau Basin, southwest Pacific. *Marine Geology*, 98, 353-366.
- Hunkins, K. and Kuo, T. (1965) Surface wave dispersion in the Tonga-Fiji region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 55, 135-145.
- Karig, D.E. (1971) Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76, 2542-2561.
- Kerrick, R. and Said, N. (2011) Extreme positive Ce-

- anomalies in a 3.0 Ga submarine volcanic sequence, Murchison Province: Oxygenated marine bottom waters. *Chemical Geology*, 280, 232-241.
- Kim, C.H. and Park, C.H. (2011). Deep Sea Three Components Magnetometer Survey using ROV. *Jigu-Mulli-wa-Mulli-Tamsa*, 14, 298-304 (in Korean with English abstract).
- Kim, H.S., Jung, M., Kim, C.H., Kim, J., and Lee, K. (2008). The Exploration Methodology of Seafloor Massive Sulfide Deposit by Use of Marine Geophysical Investigation. *Mulli-Tamsa*, 11, 167-176 (in Korean with English abstract).
- Klinkhammer, G.P., Elderfield, H., Edmond, J.M., and Mitra, A. (1994) Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 5105-5113.
- Klinkhammer, G.P., Elderfield, H., and Hudson, A. (1983) Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents. *Nature*, 305, 185-188.
- Koski, R.A., Jonasson, I.R., Kadko, D.C., Smith, V.K., and Wong, F.L. (1994) Compositions, growth mechanisms, and temporal relations of hydrothermal sulfidesulfatesilica chimneys at the northern Cleft segment, Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 99, 48134832.
- Krasnov, s.g., Cherkashev, G.A., Stepanova, T.V., Baturayev, B.N., Krotov, A.G., Malin, B.V., Maslov, M. N., Markov, V.F., Poroshina, I.M., Samovarov, M.S., Ashadze, A.M., Lazareva, L.I., and Ermolayev, I.K. (1995) Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic. In: Parson, L.M., Walker, C.L., and Dixon, D.R. (ED), *Hydrothermal Vents and Processes*. The Geological Society, London, 56p.
- Lee, S. and Lee, S.K. (2010) The Prototype Study of Resistivity and Porosity Measurement for the Samples Collected Near Marine Hydrothermal Deposit. *Jigu-Mulli-wa-Mulli-Tamsa*, 13, 378-387 (in Korean with English abstract).
- Martinez, F., Taylor, B., Baker, E.T., Resing, J.A., and Walker, S.L. (2006) Opposing trends in crustal thickness and spreading rate along the back-arc Eastern Lau Spreading Center: Implications for controls on ridge morphology, faulting, and hydrothermal activity. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 655-672.
- MacRae, N.D., Nesbitt, H.W., and Kronberg, B.I. (1992) Development of a positive Eu anomaly during diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 585-591.
- Moorby, S.A., Cronan, D.S., and Glasby, G.P. (1984) Geochemistry of hydrothermal Mn-oxide deposits from the S.W. Pacific island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 433-441.
- Murray, R.W., Brink, M.R.B., Brumsack, H.J., Gerlach, D.C., and Russ, G.P. (1991) Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce\*: Results from ODP Leg 127. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2453-2466.
- Paropkari, A.L., Ray, D., Balaram, V., Prakash, L.S., Mirza, I.H., Satyanarayana, M., Rao, T.G., and Kaisary, S. (2010) Formation of hydrothermal deposits at Kings Triple Junction, northern Lau back-arc basin, SW Pacific: The geochemical perspectives. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38, 121-130.
- Parsapoor, A., Khalili, M., and Mackizadeh, M.A. (2009) The behaviour of trace and rare earth elements (REE) during hydrothermal alteration in the Rangan area (Central Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 123-134.
- Parson, L.M., Pearce, J.A., Murton, B.J., and Hodkinson, R.A. (1990) Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau back-arc Basin, SW Pacific. *Geology*, 18, 470-473.
- Pattan, J.N., Rao, Ch.M., Higgs, N.C., Colley, S., and Parthiban, G. (1995) Distribution of major, trace and rare-earth elements in surface sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean. *Chemical Geology*, 121, 201215.
- Piper, D.Z. (1974) Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary, *Chemical Geology*, 14, 285-304.
- Podowski, E.L., Moor, T.S., Zelnio, K.A., Luther III, G.W., and Fisher, C.R. (2009) Distribution of diffuse flow megafauna in two sites on the Eastern Lau Spreading Center, Tonga. *Deep-Sea Research I*, 56, 2041-2056.
- Smith, M.P., Henderson, P., and Campbell, L.S. (2000) Fractionation of the REE during hydrothermal processes: Constraints from the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 3141-3160.
- Song Y.H., and Choi, M.S. (2009) REE geochemistry of fine-grained sediments from major rivers around the Yellow Sea. *Chemical Geology*, 266, 328-342.
- Stoffers, P., Worthinton, T.J., Schwarz-Schampera, U., Hannington, M., Hekinian, R., Schmidt, M., Lundsten, L.J., Evans, L.J., Vaiomo'unga, R., and Kerby, T. (2006) Submarine volcanoes and high-temper-

- ature hydrothermal venting on the Tonga arc, south-west Pacific. *Geology*, 34, 453-456.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, 241-265.
- Usai, A., and Someya, M. (1997) Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the north-west Pacific. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Buhn, B., and Dasgupta, S. (Eds.), *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*, Geological Society of London, vol. 119. Special Publication, pp. 177-198.
- Vitali, F., Blanc, G., Toulkeridis, T., and Stille, P. (2000) Silicate diagenesis in deep-sea sediments from Tonga forearc (SW Pacific): a strontium and Rare Earth Elements signature. *Oceanography Acta*, 23, 281-396.
- Zellmer, K.E. and Taylor, B. (2001) A three-plate kinematic model for Lau Basin opening, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Paper number 2000GC000106.
- 
- 접수일(2013년 10월 7일), 수정일(1차 : 2013년 12월 11일),  
게재확정일(2013년 12월 24일), 책임편집위원 : 손병국