

남서태평양 마누스분지 해역의 열수 plume 증거: 투명도 및 황화수소 분포

손승규* · 이경용 · 박용철¹

한국해양연구소 심해저자원연구센터, ¹인하대학교 해양학과

Evidence for Hydrothermal Plume in Manus Basin, SW Pacific: Distribution of Transparency and Hydrogen Sulfide

SEUNG KYU SON, KYEONG YONG LEE AND YONG CHUL PARK¹

Deep-Sea Resources Research Center, Korea Ocean Research & Development Institute,
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

¹Department of Oceanography, Inha University, Incheon 402-751, Korea

남서태평양 열수해역의 화학적 환경특성을 이해하기 위하여 수온, 염분, 투명도, pH, 영양염 및 황화수소 등을 분석하였다. 시료는 마누스분지의 12개 정점에서 CTD를 이용하여 채취하였다. 열수작용은 해수 및 암석간의 순환작용에 의해 이들의 물리, 화학적 특성을 변화시키고, 주변의 해수와는 특성이 다른 열수가 plume을 형성하여 해양으로 공급된다. 본 연구에서는 남서태평양 PACMANUS 해역과 Susu Knolls 해역에서 투명도 및 황화수소를 이용하여 열수작용에 의한 plume을 확인하였다. 특히, 열수환경을 지시하는 지화학적 추적자인 황화수소는 0~3.31 μM 범위와 평균 0.63 μM 을 보였다. 열수작용에 의한 plume의 높이, 분출량 및 활동도는 저층해류 순환 등의 영향을 받으며 수층의 등밀도면을 따라 주변 해수로 확산된다. 결과적으로 연구 해역에서의 황화수소 농도 이상치는 열수작용에 의한 영향으로 판단되고, 따라서 PACMANUS 해역의 남북방향에 가장 큰 공급원이 있을 것으로 보인다.

To understand and investigate chemical characteristics of thermal environment in the southwestern Pacific, we have measured hydrological and chemical parameters such as temperature, salinity, transparency, pH, nutrients and hydrogen sulfide (H_2S). Samples were collected with CTD-casting at 12 station, in Manus Basin including PACMANUS, DESMOS and Susu Knolls. Hydrothermal systems consist of circulation zones where seawater interacts with rock, thereby changing chemical and physical characteristics of both the seawater and the rock. The altered seawater, called hydrothermal fluid, is injected back into the ocean from the hydrothermal vent fields and forms hydrothermal plumes. Consequently, we detected hydrothermal plume with transparency and sulfide anomalies at PACMANUS and Susu Knolls. Sulfide, as geochemical tracer of hydrothermal plume, ranged 0–3.31 μM , and averaged 0.63 μM in the study area. The height, flux and activity of the plume are affected by circulations in the deep water and the spread of plume follows along the isopycnal surface. Therefore the observed H_2S anomaly can provide important clue for the source location and it appears that the largest source in the PACMANUS is aligned in the north-south direction.

서 론

해저 열수작용(seafloor hydrothermal system)은 1977년 갈라파고스 해역(Galapagos, 21°N)에서 심해잠수정 'Alvin'호에 의해 직접적인 증거가 확인된 이후 동태평양 해령(East Pacific Rise)과 남서태평양 해역 그리고 중앙 대서양 해령(Mid Atlantic Ridge) 등 많은 지역에서 활발한 연구가 진행되고 있다(Bowers *et al.*, 1988; Charlou *et al.*, 1991; Gamo *et al.*, 1993; Lupton *et al.*, 1993; Hannington *et al.*, 1995; Lisitzin *et al.*, 1997). 해저 화산활동에

의해 형성된 환경은 과거 육상의 그 어느 곳에서도 찾아볼 수 없는 특이한 환경으로서 지구 생물기원의 신비를 간직할 것으로도 알려져 있다(Thompson, 1983; Hessler and Kaharl, 1995; Jannasch, 1995). 아울러 이러한 생태학적인 관심과 함께 열수작용에 의해 형성된 열수광상은 해양자원개발 연구 차원에서 새로운 관심의 대상이 되고 있다(해양수산부, 1999). 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 이산화탄소(CO_2), 메탄(CH_4), 헬륨(^3He), 황화수소(H_2S), 망간, 철, REE 등의 성분들이 열수 분출구(chimney)를 통하여 구름 모양을 형성하여 해수로 공급되는

*Corresponding author: skson@kordi.re.kr

경로도 갖고 있다(Thompson, 1983; Lilley *et al.*, 1995). 현재 이러한 열수지역을 탐사하는 기법은 지구물리적 방법 외에도 해수 중의 여러 지화학적 인자들이 이용되고 있다. 최근 여러 연구에서 열수 plume을 찾는 대표적인 지화학적 추적자(geochemical tracer)로는 메탄, 헬륨 그리고 망간 등이 많이 이용되고(Horibe *et al.*, 1986; Belviso *et al.*, 1987; Cowen *et al.*, 1990; Charlou *et al.*, 1991), 특히 황화수소의 경우 상대적으로 산화과정에 의해 빠르게 제거되기 때문에 활동적인 열수해역 또는 분출구 주변 등의 연구에 좋은 추적자로서 활용된다(Hannington *et al.*, 1995). 열수작용에 의해 주변의 해수와 큰 농도 차를 보이는 성분은 용존산소, 질산염, pH 등과 같이 농도가 낮아지는 것들과 ΣCO_2 , NH_4^+ , 메탄, 황화수소, 헬륨, 망간 등 높게 나타나는 것으로 구분된다(Fisher, 1995). 황화수소는 무산소환경을 제외한 대부분의 해수중에는 거의 없는 반면, 열수분출구 주변은 3~8 mM의 매우 높은 농도를 보인다(Von Damm *et al.*, 1985; Campbell *et al.*, 1988; Von Damm, 1988).

열수작용 중 일차적으로 주변 환경에 직접적으로 가장 큰 환경 변화를 유발하는 것은 온도 및 물질교환 이라고 할 수 있다. 활동적인 열수분출구의 온도는 약 350°C로서 주변 해수의 수온(약 2°C 이하)과는 매우 큰 차이를 보이고 있다. 그러나 온도 변화의 영향은 지화학적 인자 즉, 미량원소, 메탄, 헬륨, 망간 등에 비교하여 좁은 지역에 나타나는 단점을 갖고 있다(Hannington *et al.*, 1995; McDuff, 1995). 열수작용에 의한 plume은 일정 높이의 수심에서 띠를 형성하며 주위로 확산되어(Lupton, 1995) 이를 찾는 데는 많은 어려움을 갖고있다. 이러한 문제점을 해결하는 방법으로 선상에서 일정 수층을 상하로 주사 관측하는 방법(Tow-yo system) 등이 plume을 찾는 데 효율적인 방법의 하나로 제시되고 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 생각한다.

이 연구는 1999년 5월 한국해양연구소 연구선 온누리호를 이용 남서태평양 해역(동경 151°41'~152°06', 남위 3°40'~3°47')의 12개 정점에서 수온, 염분, 투명도, 무기영양염류 및 황화수소 등을 분석하였다. 이 연구의 목적은 첫째, 해수의 지화학적 추적자를 이용한 열수광상 탐사기법을 개발하고, 둘째, 열수작용에 의한 화학적 환경특성을 이해하며 나아가 해양자원개발과 관련 국가적 관심해역인 서태평양 주변의 중-장기 환경지표 마련을 위한 자료 구축에 있다.

연구지역 개관

연구해역은 해저화산활동이 활발한 해역으로 알려져 있는 파푸아뉴기니아 비스마르크 해역으로 PACMANUS, DESMOS 그리고 Susu Knolls 등을 포함한다(Fig. 1). 마누스 분지의 북쪽은 New Ireland 섬과 남쪽으로는 New Britain 섬이 놓여 있고 두 섬을 포함한 이 일대는 Indo-Australian plate와 Pacific plate의 충돌로 생긴 대규모 판경계부로서, "West Melanesian Island Arc"라고 불리는 지역에 속한다. 제 3기 초 이래로 지금까지 두 개의 큰 해양판의 충돌 및 상호작용으로 이 지역에 호상열도, 전호분지, 해구 등 복잡한 시스템이 형성되었다. 1970년 초 이래로 Manus, New Ireland, New Britain, 그리고 Solomon Islands 주위에 행해진 수

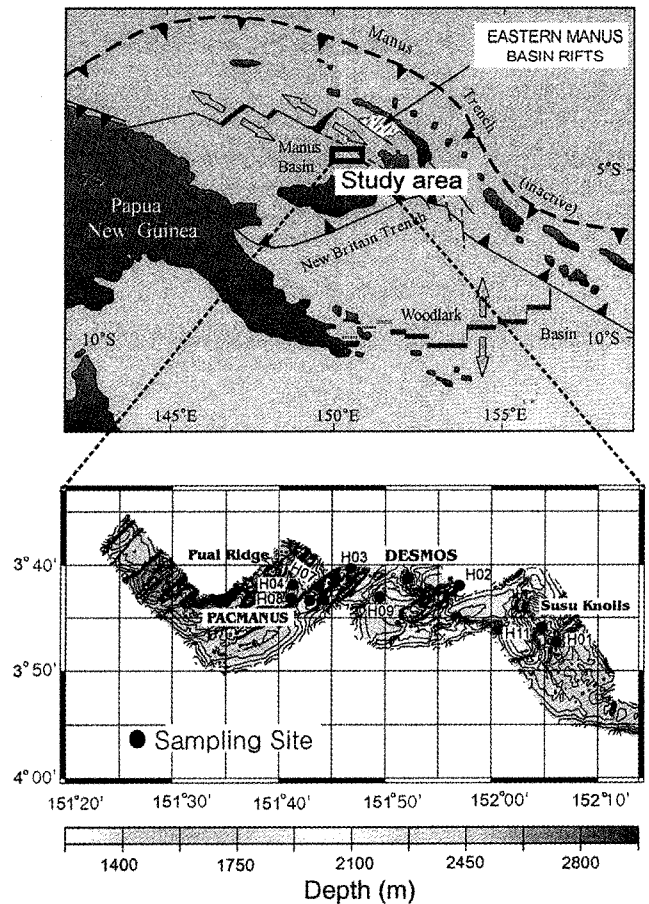


Fig. 1. Geographic map of the eastern Papua New Guinea and sampling site in the study area (refer to Fig. 7 for the identification of each sampling site).

많은 해양과학탐사는 이 지역의 개괄적인 지질을 밝히는데 큰 역할을 하였다. 초기 연구는 일반적으로 잠재성이 있는 탄화수소와 광물자원의 탐사에 초점을 맞추었고(Taylor, 1979), 이후 체계적인 지구물리 탐사로 인하여 마누스 분지의 중앙에 위치한 microplate와 연관되어 ridge jump와 다른 경계부의 존재를 포함한 분지의 복잡한 지질학적 구조가 확인되었다(Taylor *et al.*, 1991). 한편, 1986년에는 마누스 분지 동쪽에서 전개축의 연장선을 따라 촬영된 수중카메라에 의해 열수분출구(hydrothermal chimney)와 열수생물이 발견되었고, 수중에서 메탄, 망간 및 헬륨 이상치가 보고되면서 분지내의 광범위한 열수활동이 밝혀지게 되었다(Gamo *et al.*, 1993; Martinez and Taylor, 1996; Lisitzin, *et al.*, 1997).

재료 및 방법

수온, 염분 및 투명도 분석

해수중의 물리화학적 특성파악을 위하여 조사해역에서 CTD(Sea-Bird 911 Plus) system을 운영하였다. CTD system에 부착된 센서를 사용하여 수온, 염분 및 투명도(transparency) 자료를 실시간으로 선상에서 획득하였다. 투명도는 투광측정계(transmissometer)에 의한 백분율(%)로 나타내었다.

무기영양염류 분석

이 연구에서 분석된 무기영양염류(inorganic nutrients)는 질산염-질소(nitrate), 아질산염-질소(nitrite), 인산염-인(phosphate) 그리고 규산염-규소(silicate) 등이다. 현장에서 냉동 보관된 시료는 실험실로 옮겨진 후 영양염-자동분석기(Alliance, Nutrient-Auto-analyzer) 및 흡광광도계(HP, Spectrophotometer)로 분석하였다(Parsons *et al.*, 1984).

황화수소 분석

황화수소의 분석은 현장에서 공기와의 접촉을 최대한 제거하기 위하여 BOD병에 담아 초산아연용액을 첨가한 뒤 냉·압소에 보관 후 선상에서 흡광광도계(spectrophotometer)를 이용 670 nm 파장에서 측정하였다(Parsons *et al.*, 1984). 실험에 사용된 모든 용액은 고순도의 질소가스를 이용하여 무산소(oxygen free)화 하였고, 표준용액은 0~3 μM 의 농도범위로 계산되었다. 선상에서 각 정점별 측정시 blank 및 1 μM 의 흡광도 값을 측정하여 참고값으로 보정하였다.

결과 및 토의

물리-화학적 환경 특성

연구해역의 물리-화학적 특성 파악을 위하여 수온, 염분, pH 및 투광도 등을 측정하였다. 연구해역은 동서방향으로 약 50 km이고, 남북으로는 약 15 km의 지역으로서 각 정점들은 해역별로 PACMANUS(St. H04, 06, 07, 08, 12), DESMOS(St. H10), Susu Knolls(St. H01, 11) 그리고 각 해역의 중간(St. H02, 03, 09)으로 구분된다.

연구해역의 수온분포는 29~3°C의 범위로 나타났다. 표층의 경우 29±1°C로 수심에 따라 점차 감소하였고 수심 200~1000 m 사이에 수온약층이 형성되는 대양적 특성을 보였다(Fig. 2). 최소값은 각 정점의 저층수에서 3±1°C의 값을 보였다. Fig. 2A에 나타난 수온분포는 각 정점별 차이를 크게 구분할 수 없었고, 서태평양 마리아나 해구 주변(한국해양연구소, 1998) 및 남서태평양 해역(해양수산부, 1999)과 유사한 분포를 보였다. 일반적으로 열수해역 분출구 주변은 350°C의 고온수가 방출되지만(Millero and Sohn, 1992; Lupton, 1995) 낮은 온도의 주변 해수와 빠르게 혼합되어 쉽게 이상 온도(temperature anomaly)를 감지하기는 쉽지 않다. 제시된 Fig. 2A에서의 같이 전체 수직 분포 상에서는 확인되기 어려우나 1000 m 부근 및 이하의 중·저층에서 약 ±0.02°C 정도의 변화 폭을 보였다. Lupton *et al.*(1985)은 열수의 온도이상($\Delta\theta$)을 potential temperature(θ)와 potential density(σ_θ)를 이용 계산하여 제시한 바 있으나 현재의 자료로는 열수분출에 의한 직접적인 영향에 의한 것인지에 대한 명확한 증거를 제시하지는 못하였다.

염분은 45.47~35.19 psu 범위로 1 psu이하의 변화 폭을 보였다(Fig. 2B). 최대 염분은 표층이하 200 m에서 35.6 psu의 값으로 나타났다. 최소값은 수심 500~1000 m 사이의 수층에서 34.5 psu를 보였다. 따라서 연구해역은 고온 저염의 표층수와 저온 저염의 저층수 사이에 염분최대층이 존재하였고 지역적 차이는 보이지 않았다.

pH는 7.64~8.35의 범위로 측정되었다. 각 정점별 수직분포는 표층이 높고 수심의 증가에 따라 감소하는 것으로 나타났다. 중층

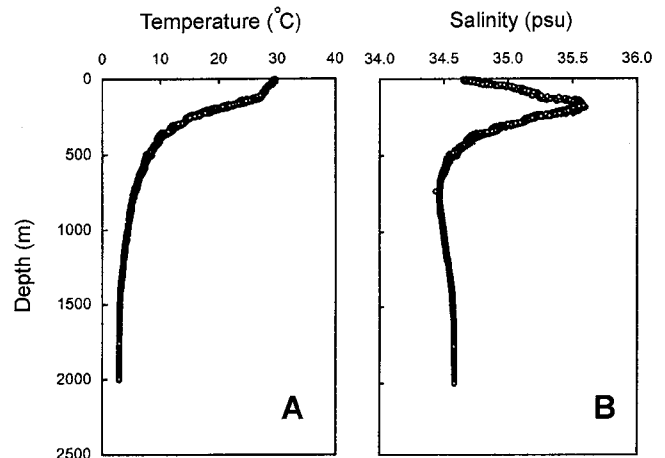


Fig. 2. Vertical profiles of water temperature (A) and salinity (B) in the study area.

및 저층수에서는 7.8±0.12의 값으로 다소 안정된 값을 보였다(Table 1). 열수 분출구 주변의 pH는 약 6정도로 낮게 나타나는 것으로 알려져 있으나(Fisher, 1995) 수온, 염분 측정의 경우와 같은 연속관측이 아닌 채수기에 의해 관측된 결과(정점 별 12개 수층)로는 열수의 직접적 영향을 확인하기에는 자료가 불충분하였다. 그러나 pH 자료는 수층의 산화, 환원 과정, 총 무기탄소계산 및 금속의 지화학적 작용 등의 연구분야에 기본 기료로서 활용된다.

부유물질(suspended solid) 농도는 plume을 추적하는 자료로 활용되며(Lupton, 1995, Lisitzin *et al.*, 1997) 본 연구에서는 transmissometer를 이용하여 분석되었다. 투명도는 부유물질의 양에 따라 백분율(%)로 표시되며, 따라서 부유물질이 많을수록 낮은 값을 나타낸다. 연구해역의 수심별 투명도 분포 및 수심 700 m 이하 수층의 밀도에 따른 투명도 변화를 Fig. 3에 나타내었다. 투명도는 79.2~92.4%의 범위를 보였으며, 최소값은 정점 H01의 1173 m에서 79.2%로 부유물질이 가장 많이 나타난 것으로 판단된다. 정점 H01의 경우 10%와 2%가 감소된 두개의 층이 확인되었고, 특히 최대 감소치를 보인 수층은 1165~1182 m 사이로 폭의 두께가 17 m를 보였다. DESMOS 해역은 1993년 Gamo *et al.*에 의하여 두 개의 plume이 보고된 바 있으며, Lisitzin *et al.*(1997)는 부유물과 망간을 이용하여 마누스 분지(3°42'S, 151°30'E)의 수심 1585~1700 m 사이에 가장 큰 plume이 있고, 마누스분지 중앙에는 3개의 수층(1100, 1400, 1700 m)에서 plume이 존재하는 것으로 보고하였다. 따라서, 본 연구에서 확인된 투명도 이상 감소층은 열수작용에 의한 plume의 영향으로 부유물질이 증가된 것임을 잘 보여주고 있었다.

한편, 이상감소를 보인 투명도 값들은 수심의 차이에 따라 다소 산만하게 분포하지만(Fig. 3A), 수심 700 m이하 수층의 밀도별 투명도 분포(Fig. 3B)에서는 동일 밀도선상에 각각 수렴하고 있었다. 일반적으로 plume의 확산은 해저화산활동의 정도에 따라 수심에서 수백 m 상승하여(Lupton, 1995) 주변의 해수로 확산되는 것으로 알려져 있다. 따라서 연구해역의 경우 부유물질이 수층의 등밀도면(isopycnal surface)을 따라 주변해역으로 확산된 것으로 보인다(Lilley *et al.*, 1995).

Table 1. Hydrological and chemical data in the study area.

Station	Depth (m)	Temp. (°C)	Sal. (psu)	Trans. (%)	pH	Nitrate	Nitrite	Phosphate	Silicate	ΣCO ₂ (mM)	
						(μM)					
H01	0	29.52	34.71	90.5	8.33	1.0	0.05	0.46	1.4	1.669	
	300	13.28	35.02	92.0	8.00	14.5	0.04	1.01	9.5	2.138	
	500	8.14	34.58	92.1	7.92	20.2	0.05	1.48	19.5	2.144	
	750	5.56	34.47	92.1	8.03	14.8	0.05	1.08	9.3	2.117	
	1000	4.30	34.50	92.0	7.82	26.0	0.06	1.92	59.8	2.226	
	1050	4.15	34.51	91.8	7.81	28.0	0.04	1.96	66.8	2.279	
	1100	3.99	34.52	90.5	7.79	27.7	0.10	2.19	70.5	2.307	
	1150	3.86	34.53	87.3	7.77	28.9	0.05	2.04	74.7	-	
	1200	3.63	34.54	91.8	7.78	27.6	0.05	1.97	76.1	2.298	
	1300	3.37	34.55	92.0	7.80	29.8	0.08	2.04	84.7	2.321	
	1450	3.08	34.58	91.9	7.74	30.1	0.12	2.05	92.4	2.326	
	H02	0	29.44	34.73	90.3	8.30	0.8	0.03	0.50	0.3	1.727
		100	27.55	35.20	92.2	-	5.3	0.08	0.66	1.2	-
		300	14.00	35.09	92.0	7.99	15.0	0.04	0.96	7.0	2.064
500		7.96	34.56	92.1	7.87	20.5	0.03	1.73	18.2	2.122	
750		5.53	34.47	92.1	7.81	24.9	0.03	1.71	39.5	2.224	
900		4.75	34.48	92.1	7.79	27.3	0.03	1.85	49.4	2.260	
1000		4.33	34.50	92.1	7.78	26.5	0.05	1.87	57.0	2.243	
1100		4.02	34.51	91.8	7.75	27.9	0.06	1.89	64.3	2.248	
1200		3.65	34.53	92.0	7.75	20.5	0.09	1.55	46.6	2.268	
1400		3.24	34.56	92.1	7.74	29.9	0.02	2.12	87.4	2.358	
1500		3.04	34.58	92.0	7.73	24.3	0.06	2.01	68.7	2.332	
1650		2.95	34.58	92.1	7.72	22.2	0.06	1.56	52.6	2.308	
H03		0	29.66	34.67	91.1	8.24	0.9	0.03	0.30	0.2	1.862
		500	8.28	34.58	92.0	7.82	23.3	0.02	1.33	17.4	2.172
	900	4.83	34.48	92.1	7.73	31.5	0.05	1.74	48.6	2.315	
	1085	4.18	34.50	92.1	7.71	30.9	0.04	1.61	56.7	2.291	
	1100	4.07	34.51	92.1	7.73	30.6	0.06	1.75	60.5	2.285	
	1186	3.85	34.52	91.9	7.71	34.7	0.03	1.86	69.1	2.315	
	1207	3.74	34.53	92.0	7.69	34.5	0.03	1.83	76.3	2.328	
	1490	3.05	34.58	92.1	7.68	32.6	0.11	1.83	60.7	2.341	
	1700	2.96	34.58	92.0	7.68	33.3	0.07	1.81	54.5	2.344	
	1770	2.95	34.58	91.8	7.68	32.3	0.06	1.73	51.1	2.320	
	1850	2.95	34.58	92.0	7.65	33.9	0.07	1.90	68.1	2.313	
	H04	0	29.58	34.68	91.0	8.27	1.1	0.04	0.49	0.9	1.603
		300	13.23	35.02	91.6	8.00	10.7	0.05	0.87	5.3	1.925
		410	9.73	34.70	91.7	-	17.9	0.07	1.21	13.8	-
900		4.62	34.48	91.7	8.32	24.0	0.06	1.73	46.6	1.791	
998		4.36	34.50	91.7	7.79	27.3	0.04	1.84	57.9	2.122	
1095		3.93	34.52	91.7	7.75	25.2	0.22	1.78	60.4	2.112	
1210		3.68	34.54	91.7	7.73	27.9	0.04	2.02	77.3	2.102	
1362		3.30	34.56	91.7	7.74	27.6	0.08	2.27	75.7	2.161	
1400		3.13	34.57	91.8	7.64	30.1	0.04	1.85	87.6	2.145	
1500		3.07	34.57	91.8	7.70	23.5	0.06	1.79	50.5	2.113	
1602		2.99	34.58	91.6	7.75	27.4	0.05	2.32	77.8	2.082	
1650		2.97	34.58	91.7	7.72	26.0	0.05	1.69	79.1	2.201	
H05		0	29.48	34.71	90.6	8.17	1.1	0.03	0.21	1.1	1.734
		900	4.63	34.49	91.7	7.74	25.1	0.03	1.70	52.4	2.061
	1218	3.59	34.54	91.7	7.72	28.2	0.04	1.90	74.3	2.122	
	1390	3.16	34.57	91.7	7.72	21.7	0.17	1.54	53.4	2.168	
	1476	3.08	34.57	91.7	7.73	25.9	0.09	1.68	73.6	2.120	
	1500	3.04	34.58	91.7	7.74	32.1	0.04	2.07	97.8	2.141	
	1490	3.10	34.57	91.4	7.77	29.0	0.18	2.12	81.3	2.139	

Table 1. (Continued).

Station	Depth (m)	Temp. (°C)	Sal. (psu)	Trans. (%)	pH	Nitrate	Nitrite	Phosphate	Silicate	ΣCO ₂ (mM)	
						(μM)					
H06	1630	2.96	34.58	91.7	7.72	31.5	0.06	2.00	97.4	2.132	
	1695	2.95	34.58	91.5	7.69	31.7	0.06	2.00	91.5	2.124	
	1760	2.94	34.58	91.6	7.69	32.1	0.04	2.01	97.5	2.170	
	1819	2.93	34.58	91.6	7.72	30.8	0.05	1.39	90.1	2.107	
	1900	2.93	34.58	91.7	7.72	29.7	0.05	1.92	90.3	2.132	
	2000	2.94	34.58	91.6	7.70	32.3	0.03	2.06	102.3	2.078	
	0	29.67	34.67	90.7	8.28	0.9	0.03	0.21	1.5	1.587	
	485	8.16	34.57	91.7	7.88	16.0	0.10	1.07	14.0	1.987	
	1000	4.38	34.50	91.8	7.81	19.2	0.09	1.42	39.7	2.024	
	1283	3.57	34.55	91.8	7.78	21.1	0.08	1.32	50.3	2.088	
	1402	3.24	34.56	91.7	7.76	30.0	0.07	1.89	89.3	2.119	
	1500	3.10	34.57	91.8	7.77	33.3	0.05	2.05	97.3	2.125	
	1578	3.00	34.58	91.6	7.75	24.6	0.07	1.65	77.3	2.099	
	1611	2.98	34.58	91.8	7.77	31.1	0.06	1.95	95.4	2.093	
	1668	2.96	34.58	91.7	7.74	32.5	0.04	2.04	96.1	2.156	
	1700	2.95	34.58	91.5	7.75	32.0	0.04	2.05	95.6	2.146	
	1800	2.93	34.58	91.8	7.74	27.2	0.05	1.59	73.5	2.110	
	1850	2.93	34.59	91.8	7.75	32.3	0.03	2.01	99.2	2.123	
2086	2.93	34.59	-	7.64	23.2	0.09	1.49	48.7	2.360		
H07	0	29.71	34.67	90.9	8.12	1.0	0.06	0.18	1.0	1.707	
	300	13.52	35.04	91.7	7.86	13.5	0.05	0.84	8.9	1.854	
	500	7.68	34.54	91.8	7.80	22.3	0.04	1.34	19.7	1.995	
	1000	4.44	34.49	91.8	7.78	27.9	0.04	1.41	54.1	2.109	
	1100	4.02	34.51	91.8	7.81	23.5	0.06	1.47	46.9	2.117	
	1210	3.74	34.53	91.8	7.81	22.8	0.06	1.40	46.1	2.139	
	1270	3.56	34.54	91.8	7.82	31.6	0.04	1.96	82.9	2.150	
	1550	3.00	34.58	91.8	7.78	28.7	0.13	1.73	75.6	2.171	
	1630	2.96	34.58	91.7	7.78	22.9	0.10	1.62	58.6	2.177	
	1715	2.94	34.58	91.7	7.80	24.1	0.07	1.66	63.2	2.184	
	1800	2.93	34.58	91.8	7.79	32.4	0.05	2.03	97.9	2.168	
	1950	2.94	34.59	91.8	7.80	31.0	0.07	1.90	81.2	2.124	
	H08	0	29.66	34.68	90.9	8.31	1.6	0.08	1.19	2.0	1.575
		94	27.62	35.18	91.8	8.24	1.8	0.11	0.31	7.3	1.670
		300	13.08	35.00	91.6	8.01	13.8	0.05	0.90	7.0	1.875
493		8.35	34.58	91.7	7.92	20.7	0.29	1.27	15.6	1.963	
700		5.91	34.47	91.7	7.87	19.6	0.07	1.18	22.8	1.950	
800		5.19	34.47	91.7	7.85	29.1	0.05	1.60	43.3	1.999	
900		4.62	34.49	91.7	7.84	29.9	0.08	1.76	53.9	2.014	
1000		4.34	34.50	91.7	7.81	28.6	0.08	1.69	55.1	2.042	
1350		3.18	34.57	91.6	7.78	25.4	0.41	-	54.9	2.150	
1450		3.16	34.57	91.7	7.79	31.8	0.05	1.71	92.8	2.078	
H09	1550	3.05	34.58	91.7	7.78	33.8	0.04	2.07	97.3	2.114	
	0	29.65	34.66	90.6	8.28	0.7	0.08	0.19	0.6	1.578	
	300	13.03	35.00	91.6	7.95	15.5	0.03	0.97	8.4	1.919	
	478	8.68	34.62	91.7	7.85	19.9	0.28	1.23	14.6	1.966	
	900	4.65	34.48	91.8	7.75	28.7	0.02	1.50	53.4	2.067	
	1100	3.98	34.52	91.7	7.72	27.2	0.47	1.73	59.5	2.136	
	1330	3.34	34.56	91.7	7.71	29.8	0.03	1.89	78.5	2.109	
	1550	3.03	34.58	91.8	7.70	33.8	0.02	2.05	96.3	2.087	
	1680	2.96	34.58	91.8	7.70	28.5	0.04	1.41	76.6	2.145	
	1770	2.94	34.58	91.7	7.68	26.4	0.05	1.77	57.1	2.180	
	1819	2.94	34.58 ^a	91.7	7.70	20.9	0.05	1.54	42.7	2.236	
	1900	2.94	34.59	91.8	7.71	26.0	0.06	1.38	62.7	2.093	
2000	2.94	34.59	91.8	7.69	18.2	0.12	1.21	43.7	2.140		

Table 1. (Continued).

Station	Depth (m)	Temp. (°C)	Sal. (psu)	Trans. (%)	pH	Nitrate	Nitrite	Phosphate	Silicate	ΣCO_2 (mM)
						(μM)				
H10	0	29.58	34.68	90.3	8.35	0.9	0.05	0.47	2.4	1.617
	850	4.87	34.48	91.7	7.83	22.8	0.29	1.61	42.0	2.034
	1100	3.98	34.52	91.6	7.78	27.4	0.15	1.98	66.6	2.078
	1490	3.10	34.57	91.4	7.77	29.0	0.18	2.12	81.3	2.139
	1572	2.99	34.58	91.5	7.74	28.8	0.19	2.11	70.0	2.110
	1638	2.97	34.58	89.1	7.66	28.0	0.21	1.58	63.5	2.242
	1680	2.96	34.58	89.7	7.71	28.0	0.18	1.59	59.6	2.142
	1708	2.96	34.58	89.7	7.70	28.6	0.21	2.13	67.6	2.129
	1765	2.96	34.58	90.1	-	29.6	0.17	1.86	63.8	-
	1790	2.96	34.58	-	7.74	28.3	0.17	2.03	71.9	2.170
H11	1876	2.94	34.59	-	7.90	30.5	0.11	2.14	83.1	2.128
	0	29.73	34.71	89.8	8.26	0.9	0.03	0.26	0.6	1.718
	100	27.71	35.17	91.9	8.21	3.5	0.06	0.40	1.1	1.705
	300	13.48	35.05	91.8	7.99	14.1	0.20	0.72	7.1	1.936
	500	8.09	34.58	91.9	7.87	13.1	0.20	0.96	9.4	2.000
	900	4.88	34.48	91.9	7.81	26.7	0.18	1.67	46.6	2.121
	1000	4.32	34.50	91.9	7.79	23.7	0.19	1.47	42.6	2.129
	1150	3.96	34.52	91.9	7.78	26.4	0.20	1.78	65.0	2.119
	1200	3.76	34.53	91.9	7.77	29.7	0.20	1.88	75.1	2.130
	1350	3.28	34.56	91.8	7.77	28.7	0.21	1.91	82.6	2.153
H12	1400	3.12	34.57	91.9	7.75	31.3	0.20	2.01	89.2	2.152
	1450	3.06	34.58	91.9	7.76	30.8	0.19	1.97	92.1	2.207
	1550	3.01	34.58	91.9	7.75	31.3	0.20	2.00	92.1	2.107
	0	29.67	34.66	90.8	8.19	0.8	0.07	0.47	0.3	1.705
	300	13.12	35.00	91.6	7.96	13.4	0.08	1.09	7.1	1.950
	493	7.53	34.54	91.7	7.92	16.8	0.09	1.37	17.2	2.003
	893	4.65	34.48	91.7	7.84	18.0	0.10	1.69	33.3	2.058
	1100	3.85	34.52	91.7	7.83	27.4	0.08	1.99	69.5	2.056
	1252	3.53	34.54	91.8	7.81	20.2	0.12	1.42	56.9	2.104
	1300	3.41	34.55	91.7	7.81	24.1	0.06	1.66	71.8	2.088
1400	3.16	34.57	91.8	7.81	27.0	0.07	2.15	83.9	2.100	
1520	3.04	34.58	91.8	7.80	22.2	0.14	1.56	60.0	2.145	
1600	2.98	34.58	91.6	7.78	27.8	0.09	1.61	91.0	2.151	
1650	2.96	34.58	91.6	7.78	16.2	0.15	1.43	35.3	2.207	
1750	2.94	34.58	91.6	7.77	19.0	0.11	1.67	44.9	2.242	
Min.		2.93	34.47	87.3	7.64	0.7	0.02	0.18	0.2	1.587
Max.		29.73	35.20	92.2	8.35	34.7	0.47	2.32	102.3	2.360

총 무기탄소량 및 무기영양염류 분포 특성

해수 중 무기탄소(inorganic carbon)는 식물플랑크톤에 의한 광합성작용으로 인하여 유기탄소로 전환되고, 대기와의 상호 교환작용이 지속적으로 진행된다(Millero and Sohn, 1992). 대표적 무기탄소인 CO_2 는 범지구 환경적 측면에서 지구 온난화 가스의 하나로 지구 탄소순환 등과 관련되어 JGOFS(the Joint Global Ocean Flux Study) 및 WOCE(the World Ocean Circulation Experiment) 등 국제적 연구 대상이기도 하다(Goyet and Peltzer, 1994; Murray *et al.*, 1995). 아울러 plume의 영향을 받는 열수환경의 경우 총무기탄소(ΣDIC)의 농도는 주변해수 농도의 2배 이상인 5.4 mM의 농도값을 보인다(Fisher, 1995). 본 연구에서의 총 무기탄소량은 ΣCO_2 농도로 나타내었다(Table 1). ΣCO_2 는 1.6~2.3 mM의 범위

로 표층이 낮고 수심의 증가에 따라 점차 증가된 양상으로 나타났다. 남서태평양 주변에서 측정된 연구결과(해양연구소, 1998; 해양수산부, 1999)와 유사한 값을 보였다. 일부 정점들의 중·저층에서 증가 및 감소의 변화가 관측되었고, 특히 정점 H01, 02, 03 등의 1000 m 이하 수심에서 2.3 mM이상의 농도를 보였다.

무기영양염류는 해양생물의 성장제한요인으로 작용하며 생물분포와 군집 그리고 조성 등에 영향을 주고 있다(Spencer, 1975; Ross, 1995). 또한 수괴 내에서 이들 원소의 순환 경로는 먹이사슬(food chain)속에서 생산과 소비와 관련된 많은 정보를 제공하고 있다(Broecker, 1974; Millero and Sohn, 1992). 해수 중 존재하는 무기질소의 형태는 nitrate(NO_3^-), nitrite(NO_2^-), ammonia($\text{NH}_3+\text{NH}_4^+$) 등이 주를 이루며 소량의 nitrous oxide, hydroxyl-

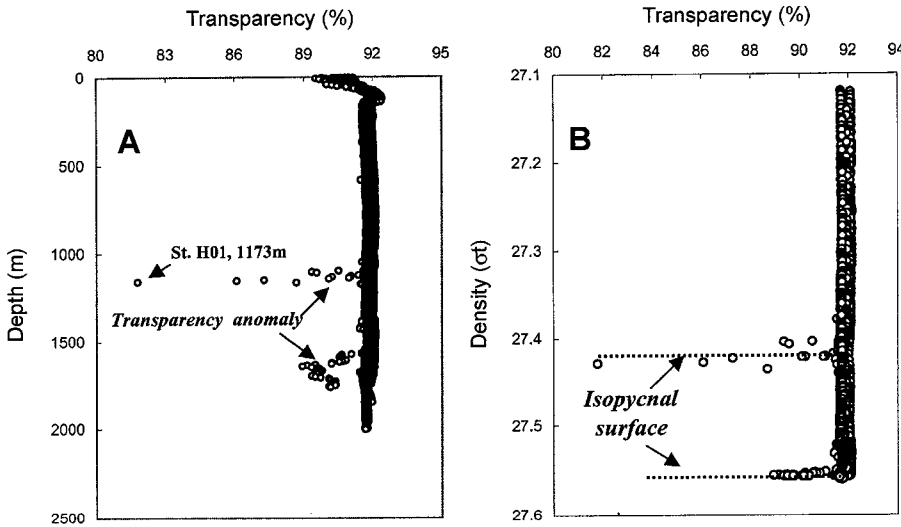


Fig. 3. Vertical profiles of transparency with depth (A) and density (B) in the study area.

amine, hyponitrite ion 등이 존재한다(Millero and Sohn, 1992; Chester, 1996). 한편, 열수환경에서의 nitrate는 농도가 0 μM에 가깝게 낮아지고, ammonia는 증가하여 나타나는 것으로 보고된다(Fisher, 1995).

무기 질소계 영양염 중 가장 큰 비율을 차지하는 nitrate는 0.71 ~ 34.71 μM의 범위를 보였다. 각 정점별 최대농도는 수심 1000~1500 m 사이에 존재하였다. Ammonia의 산화과정 중 중간산물인 nitrite는 화학적으로 불안정하여 낮은 농도로 존재하는 것으로 보고되며(Spencer, 1975), 본 연구결과에서도 nitrite 농도는 0.02~0.47 μM 범위로 낮게 나타났다(Table 1). Nitrite의 수직분포는 수심의 증가에 따라 증가하는 nitrate와는 달리 수심별로 특별한 경향을 발견하지 못하였다(Fig. 4).

Phosphate 및 silicate는 0.18~2.32 μM과 0.2~102.3 μM의 범위로 측정되었다(Table 1). Nitrate와 phosphate의 최대농도는 수심 1000 m 부근에서 나타난 반면, silicate는 상대적으로 더 깊은 수심 1500 m 아래에 형성되었다. 이러한 현상은 Silicate의 경우 nitrate, phosphate와는 달리 규산염의 용해에 의해 재생산되며, N과 P의 생화학적 재생산 속도 보다 빠르지 못하고 완만하기 때문이다(Chester, 1996). 따라서 연구해역의 무기영양염류는 표층은 고갈되어 낮은 값으로 나타났으며 수심의 증가에 따라 미생물의 유기물분해에 따른 재생산과정에 의해 농축되어 높은 농도 값을 보이는 대양적 분포특성을 보였다. 한편 흥미로운 사실은 일부 정점의 중·저층에서는 증가와 감소가 반복된 다소 산만한 값의 변화를 보이고 있었으며, 이러한 결과는 해저산이 많은 지역적 특성과 열수작용 등에 의해 수위가 불안정한 환경임을 시사하고 있다.

황화수소의 분포 특성

열수해역은 앞서 언급된 바와 같이 분출구를 통하여 CO₂, H₂, 황화수소, 메탄, 헬륨, 망간, 철, REE 등의 성분들이 구름처럼 주변의 해수 속으로 공급된다(Bowers et al., 1988; Lilley et al., 1995; Pichler et al., 1999). 열수작용에 의해 주변의 해수와 큰 농도 차를 보이는 지화학적 성분들은 열수작용을 확인할 수 있는 중요한 요인으로 활용되어오고 있다. 특히 대표적인 지화학적 추적자(geochemical tracer)로는 메탄, 헬륨 그리고 망간 등이 많이 이

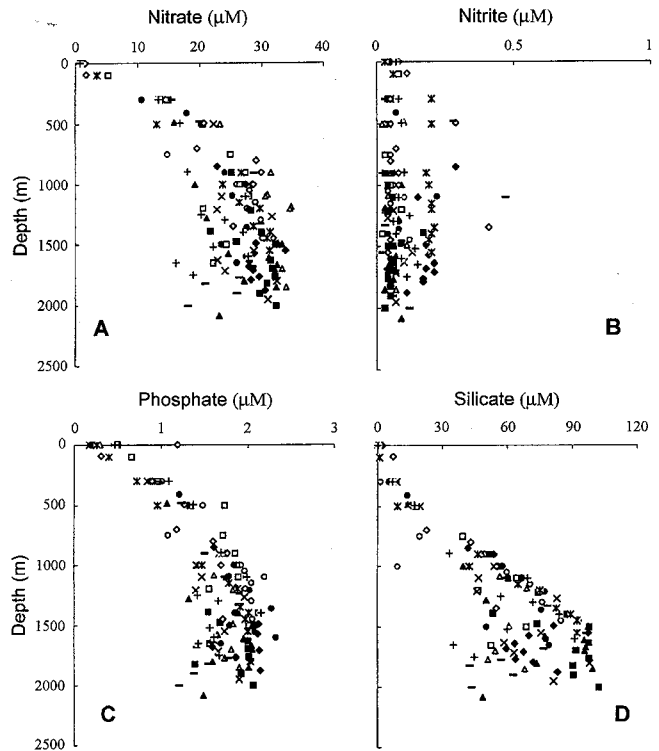
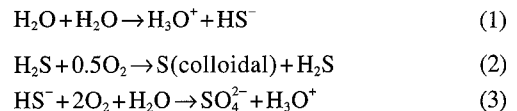


Fig. 4. Vertical profiles of nitrate (A), nitrite (B), phosphate (C) and silicate (D) in the study area (○: St. H01, □: St. H02, △: St. H03, ●: St. H04, ■: St. H05, ▲: St. H06, ×: St. H07, ◇: St. H08, -: St. H09, ◆: St. H10, *: St. H11, +: St. H12).

용되고 있으나(Horibe et al., 1986; Belviso et al., 1987; Gamo et al., 1993; Charlou et al., 1991), 본 연구에서는 황화수소를 이용하여 수행하였다. 황화수소는 아래와 같이 해수 중에서 HS⁻ 이온 상태로 존재하며 매우 빠르게 산화된다(Nelson and Fisher, 1995).



따라서, 황화수소는 해수 중에서 메탄, 헬륨 그리고 망간보다 제거되는 속도가 상대적으로 빠르고 분석상의 어려움 등으로 광범위한 지역을 대상으로 열수 plume의 영향을 파악하기에는 많은 문제점을 내포하고 있다. 그러나, 연구해역과 같이 화산활동이 활발한 지역이나 분출구에 인접된 환경에서는 효율적으로 활용된다 (Sakai *et al.*, 1990; Gamo *et al.*, 1991; 1997). 황화수소 농도는 산소에 의해 빠르게 산화되기 때문에 무산소환경을 제외한 대부분의 해양환경에서는 0 mM인 반면, 열수분출구 주변은 3~8 mM의 매우 높은 농도를 보인다 (Von Damm *et al.*, 1985; Campbell *et al.*, 1988; Von Damm, 1988). 연구해역의 경우, 1997년 DESMOS 해역의 3°42'S, 151°30'E 지점 (Onsen site: 일본말로 'hot spring'의 의미)에서 열수가 발견되고, plume에서의 황화수소 농도는 5~10 mM로 보고된 바 있다. 따라서, 연구해역에서 검출된 황화수소는 열수환경에 대한 직접적 증거로서 제시된다.

선상에서 분석된 황화수소는 0~3.31 μM 의 범위의 평균 0.63 μM 로 분석되었고, 수심 500 m이하 저층까지의 수직분포를 Fig. 5에 나타내었다. 농도가 1.5 μM 이상을 보인 정점은 총 12개 중 5개 정점(정점 H01, 02, 03, 07, 08)으로 PACMANUS와 Susu Knolls 해역 수심 1000 m 부근의 수층이었고, 이들 수층에서의 투명도 또한 감소한 결과를 보여주고 있다. 한편, 흥미로운 사실은 정점 H01, 02, 03의 표층부근에서 황화수소의 농도가 1 μM 내외의 값을 보인 것이다. 표층에서의 이러한 농도분포는 산소와 빠르게 산화되는 황화수소의 특성상 현재의 자료만으로는 합리적인 해석이 어렵다. 아울러, 선상에서의 여러 가지 여건상 분석과정 중에 발생된 실험적 오차일 수 있다는 점을 완전히 배제할 수는 없겠다. 그러나 분명한 사실은 정점 H01, H02의 경우, 중층(수심 500~

1000 m)에서 농도가 0 μM (<0.1 μM)로 나타난 것이다. 따라서, 이러한 결과는 표층부근의 농도가 저층으로부터 공급된 것이 아니라는 사실을 시사한다. 만일 분석상의 오차가 아니라면, 표층환경에 영향을 미칠 수 있는 가능성을 몇가지 제시한다. 최근 Pichler *et al.* (1999)는 Tutum Bay(Papua New Guinea)의 Ambitle 섬주변에서 발생한 열수 plume이 주변해수의 화학조성에 미치는 영향에 대하여 보고한 바 있다. Ambitle 섬은 연구해역의 동남쪽에 위치한 곳으로 현재 활동중인 여러 곳의 분화구가 있으며, 이들 분화구에서 나오는 plume은 얇은 수심(수심 5~10 m)에서 분출되기 때문에 주로 표층을 따라 확산되고, 주변의 수온 및 압력 등의 차이로 저층에서 분출되는 plume과는 다른 기작으로 주변해수의 화학조성을 변화시킨다. 또 다른 가능성은 본 연구기간에도 목격할 사실로서 육상에서의 화산활동에 의한 영향이다. 연구기간 중 인근 섬에서의 화산활동을 직접 목격하였다. 육상에서의 화산활동으로 인하여 분산된 화산재 등의 입자들은 주변해수의 표층환경을 변화시킬 수 있는 또 다른 요인으로 판단된다. 이상의 요인들이 연구해역의 표층 환경에 직접적 영향을 주었을 증거는 확인하지 못하였으나 차후 연구해역에서 수층의 중금속(Mn, Fe 등) 및 sulfate 등의 분석이 진행될 예정이며, 이들 자료가 확보된다면, 보다 합리적인 해석이 가능하리라 생각한다.

한편 정점 H01의 중·저층수에서 부분적으로 온도의 이상증가 ($\Delta t = 0.02^\circ\text{C}$)를 보였던 것은 투명도 및 황화수소의 자료를 근거로 열수작용의 영향에 의한 것일 것으로 판단된다 (Fig. 6). 아울러 흥미로운 사실은 Fig. 6에 나타난 바와 같이 정점 H01은 투명도 감소 및 황화수소 이상농도(anomaly concentration)의 기원이 2개임을 지시하고 있다. 따라서, 정점 H01은 2개의 plume에 의해 영향

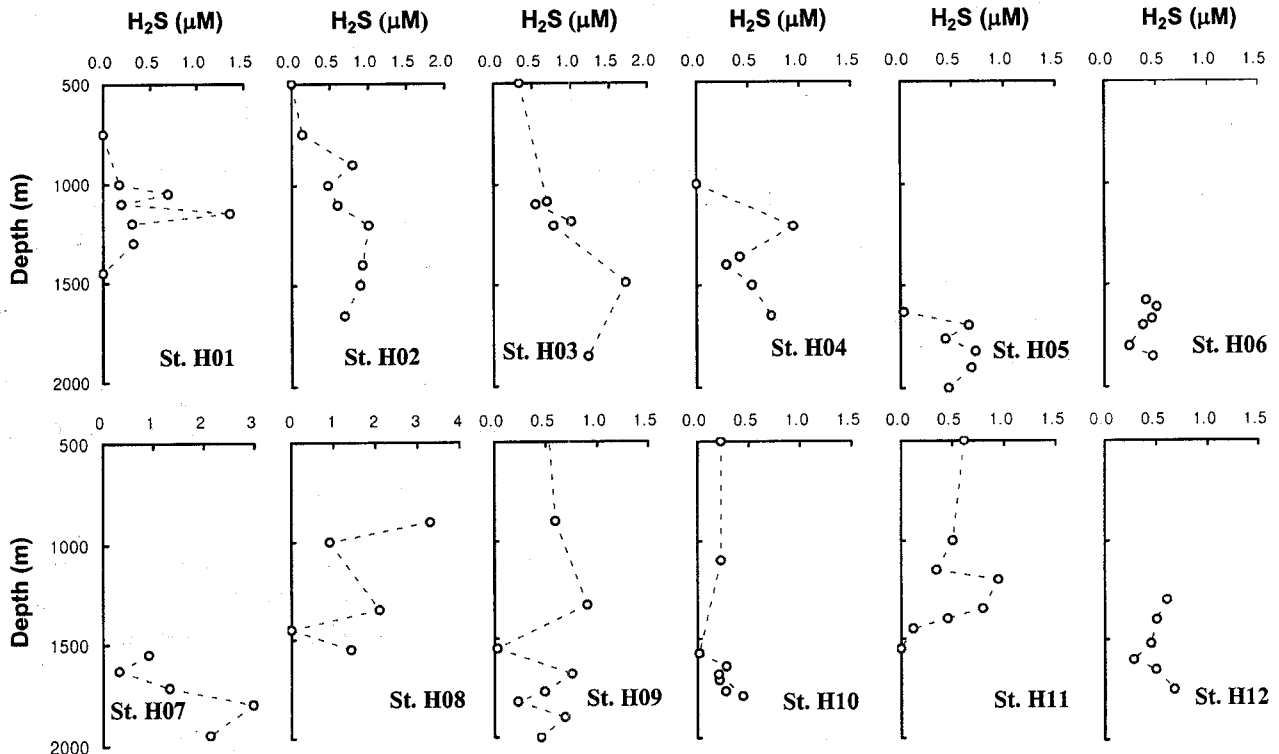


Fig. 5. Vertical profiles of hydrogen sulfide (H_2S) in the study area (below 500 m water depth).

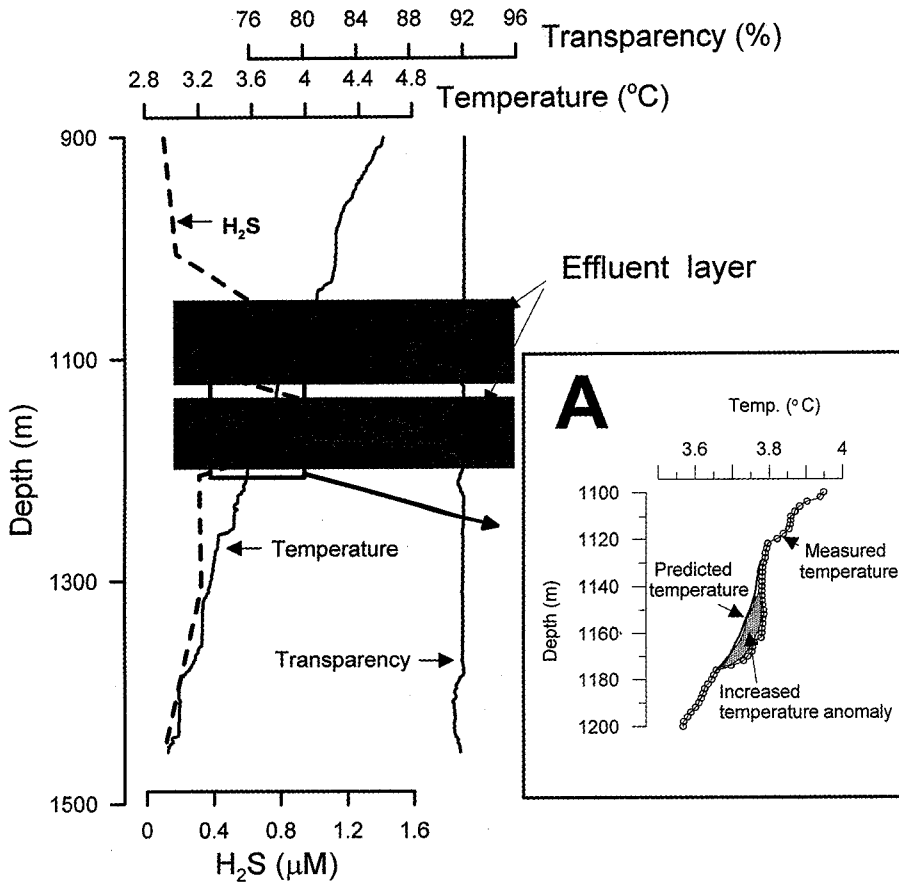


Fig. 6. Vertical profiles of water temperature, transparency and hydrogen sulfide at station H01 in the study area.

을 받고 있는 것으로 판단되고, 이중 수심 1170 m부근이 더 큰 plume의 영향을 받은 것으로 보인다(Lisitzin *et al.*, 1997). 이러한 투명도와 황화수소의 분포특성은 연구해역의 일부 다른 정점들에서도 좋은 관계를 보여주고 있었다. 무산소환경이 아닌 연구해역에서 황화수소의 기원은 열수작용에 의한 plume에 의한 공급으로 판단되며, 결과적으로 연구해역은 열수작용의 영향을 받고 있는 것으로 보인다.

해수 중에서 열수작용에 의한 plume은 분출구의 높이, 분출량의 정도와 분출 속도, 중·저층 해류 그리고 해수밀도차 등 복합적인 환경의 영향을 받으며 주변 해수로 확산된다(Speer and Rona, 1989; Tivey *et al.*, 1990; Helfrich and Speer, 1995; Lilley *et al.*, 1995). 따라서 확산과정이 수층의 등밀도면을 따라 주변해역으로 진행된다면, 황화수소의 반응속도 및 확산모델을 이용하여 공급원의 위치 및 분출농도를 좀더 명확히 추정할 수 있으리라 생각되고, 차후 이에 대한 연구를 수행할 예정이다.

한편, 연구해역의 열수 공급원을 찾기 위하여 수심 700 m 이하 수층의 황화수소 자료를 이용 동서방향 수직단면도를 작성하였다(Fig. 7). Fig. 7에 도시된 바와 같이 각 정점들을 2개의 선상에 나타내었다. 선 A는 정점 H04(151°41.658'W, 3°41.876'S)에서 H01(152°06.349'W, 3°47.765'S)을 잇는 약 45 km의 거리이며, 선 B는 정점 H08(151°41.264'W, 3°42.849'S)에서 H09(151°49.397'W, 3°43.314'S)로 연결된 약 15 km의 거리이다. 선 A의 경우, 황화수소는 PACMANUS 해역 정점 H07의 수심 1800 m와 H03의 1500 m

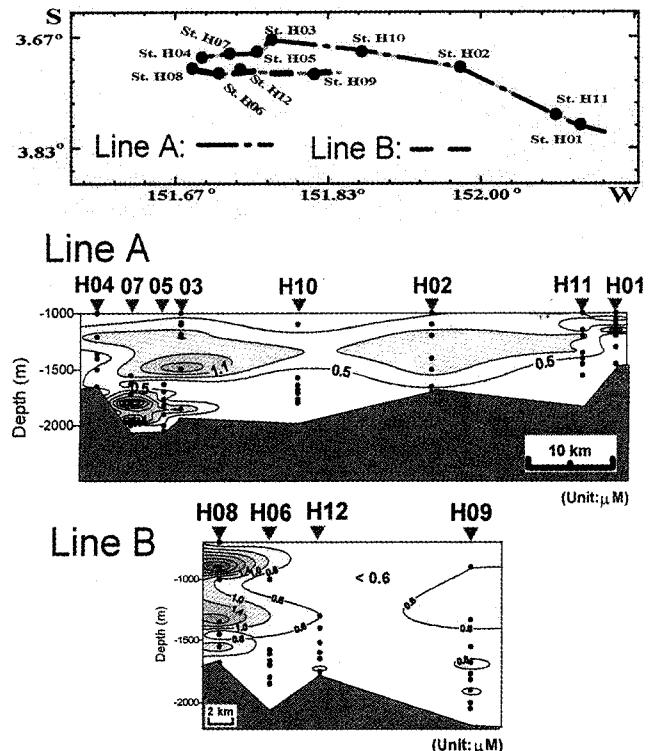


Fig. 7. Vertical cross-section of hydrogen sulfide in the study area.

에서 높은 농도를 보였으며, DESMOS에서 Susu Knolls 사이의 정점 H02 및 H01의 1200 m에서 다소 높은 값을 나타내었다. 이러한 분포에서 볼 때, 해저화산활동이 활발한 해역인 PACMANUS의 경우, 두개 이상의 공급원이 있을 것으로 판단된다. 이러한 사실은 PACMANUS의 남쪽인 선B에서 더욱 잘 보여주고 있는데, 정점 H08의 수심 900 m와 1400 m 수층에서 이상 고농도층을 확인하였다. 앞서 언급된 바와 같이 열수작용에 의한 plume은 표층으로의 수직적 확산보다는 등밀도 경계선을 따라 수평적으로 확산되기 때문에 서로 다른 기원의 공급원을 갖고 있을 것으로 보인다. 따라서 본 연구결과에서와 같은 이상고농도는 열수작용에 의한 영향이 주 공급원으로 판단되고, 황화수소의 농도가 plume의 규모나 화산활동의 활성도(activity)에 비례한다면, 정점 H07 (PACMANUS 해역)의 남북방향에 가장 큰 공급원이 있을 것으로 생각한다.

결 론

이 연구는 해수의 지화학적 추적자를 이용 열수광상 탐사기법을 개발하고, 열수작용에 의한 화학적 환경 특성을 이해하고자 1999년 5월 한국해양연구소 연구선 온누리호를 이용 남서태평양 해역의 12개 정점에서 수온, 염분, 투명도 및 황화수소 등을 연구하였다. 연구해역은 해저화산활동이 활발한 해역으로 알려져 있는 파푸아뉴기니아 비스마르크 해역으로 PACMANUS, DESMOS 그리고 Susu Knolls 등을 포함한다.

선상에서 분석된 황화수소는 0~3.31 μM 의 범위와 평균 0.63 μM 을 보였다. 1.5 μM 이상의 황화수소 농도를 보인 정점은 총 12개 중 5개 정점(정점 H01, 02, 03, 07, 08)으로 PACMANUS와 Susu Knolls 해역 수심 1000~1700 m 부근의 수층들이다. 이러한 이상고농도 현상은 열수작용에 기인된 것으로 판단되며, 이들 층에서의 투명도 결과에서도 열수작용에 의한 부유물의 증가 현상이 잘 나타나고 있었다. 또한 plume의 확산과정은 수층의 등밀도면을 따라 주변해역으로 진행되고 있음을 확인하였다.

결과적으로 연구해역의 화학적 환경변화는 열수분출에 의한 직접적 영향으로 사료되고, 이상의 결과는 지구물리 자료, 지형구조 및 퇴적물 지화학 분석 등의 자료들과의 상호 정보교환을 통하여 열수광상 탐사기법의 효율을 극대화할 수 있을 것이다.

감사의 글

이 연구를 수행하는데 도움을 주신 온누리호 선장님 이하 전 승조원 분들과 자료분석에 도움을 준 김병록씨에게 감사드립니다. 본 논문을 심사하여 주신 인하대학교 한명우 교수님과 김은수 박사님께 감사 드립니다. 본 연구는 해저열수광상의 지화학적 연구(한국해양연구소)의 연구비 지원에 의하여 수행되었습니다.

참고문헌

한국해양연구소, 1998. 서태평양 고코발트각의 분포 및 성인연구.
한국해양연구소, BSPE 98729-00-1172-7, 168 pp.
해양수산부, 1999. 남서태평양 망간각 탐사 및 개발사업. 해양수산

부, CRPM 99022-00-1207-7, 263 pp.
Baker, E.T., C.R. German, H. Elderfield, 1995. Hydrothermal plumes over spreading-center axes: Global Distributions and Geological Inferences, In: Seafloor Hydrothermal System, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, pp. 47-71.
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. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 2673-2680.
Bower, T.S., A.C. Campbell, C.I. Measures, A.J. Spivack, M. Kodem and J.M. Edmond, 1988. Chemical controls on the composition of vent fluids at 13°N-11°N and 21°N, East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.*, **93**: 4522-4536.
Broecker, W.S., 1974. Chemical Oceanography. Harcourt Brace Jovanovich, Inc., New York, 214 pp.
Campbell, A.C., T.S. Bowers, C.I. Measures, K.K. Falkner, M. Khadem and J.M. Edmond, 1988. A time series of vent fluid compositions from 21°N, East Pacific Rise(1979, 1981, 1985), and the Guaymas Basin, Gulf of California (1982, 1985). *J. Geophys. Res.*, **92**: 4537-4549.
Charlou, J.L., H. Bougault, P. Appriou, P. Jean-Baptiste, J. Etoubleau and A. Birolleau, 1991. Water column anomalies associated with hydrothermal activity between 1140' and 13N on the East Pacific Rise: discrepancies between tracers. *Deep-Sea Res.*, **38**: 569-596.
Chester, R., 1996. Marine geochemistry. Chapman & Hall, London, 698 pp.
Cowen, J.P., G.J. Massoth and R.A. Feely, 1990. Scavenging rates of dissolved manganese in a hydrothermal vent plume. *Deep-Sea Res.*, **37**: 1619-1637.
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, pp. 297-316.
Gamo, T., H. Sakai, F. E-S. Kim, K. Shitashima and J. Ishibashi, 1991. High alkalinity due to sulfate reduction in the CLAM hydrothermal field, Okinawa Trough. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**: 328-338.
Gamo, T., H. Sakai, J. Ishibashi, E. Nakayama, K. Isshiki, H. Matsuura, K. Shitashima, K. Takeuchi and S. Ohta, 1993. Hydrothermal plumes in the eastern Manus Basin, Bismarck Sea: CH_4 , Mn, Al and pH anomalies. *Deep-Sea Res.*, **40**: 2335-2349.
Goyet, C. and E.T. Peltzer, 1994. Comparison of August-September 1991 and 1979 surface partial pressure of CO_2 distribution in the equatorial Pacific Ocean near 150W. *Mar. Chem.*, **45**: 257-266.
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, pp. 115-157.
Helfrich, K.R. and K.G. Speer, 1995. Oceanic Hydrothermal Circulation: Mesoscale and Basin-Scale Flow, In: Seafloor Hydrothermal System, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union,

- pp. 347–356.
- 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, pp. 72–84.
- Horibe, Y., K.-R. Kim and H. Craig, 1986. Hydrothermal methane plumes in the Mariana back-arc spreading centre. *Nature*, **334**: 131–133.
- Jannasch, H.W., 1995. Microbial interactions with hydrothermal fluids, In: Seafloor Hydrothermal System, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, pp. 273–296.
- 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, pp. 357–368.
- Lisitzin, A.P., V.N. Lukashin, V.V. Gordeev, T.F. McConachy, S.D. Scott and V.P. Shevchenko, 1997. Hydrological and geochemical anomalies associated with hydrothermal activity in SW Pacific marginal and back-arc basins. *Mar. Geol.*, **142**: 7–45.
- Lupton, J.E., 1995. Hydrothermal plumes: near and far field. In: Seafloor Hydrothermal System, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, pp. 317–346.
- Lupton, J.E., E.T. Baker, M.J. Mottl, F.T. Sansone, C.G. Wheat, J.A. Resing, G.J. Massoth, C.I. Measures, and R.A. Feely, 1993. Chemical and physical diversity of hydrothermal plumes along the East Pacific Rise, 8°45'N to 11°50'N. *Geophys. Res. Lett.*, **20**: 2913–2916.
- Martinez, F. and B. Taylor, 1996. Backarc spreading, rifting, and microplate rotation between transform faults in the Manus Basin, *Mar. Geophys. Res.*, **18**: 203–224.
- McDuff, R.E., 1995. Physical dynamics of deep-sea hydrothermal plumes, In: Seafloor Hydrothermal System, edited by Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux and R.E. Thomson, American Geophysical Union, pp. 357–368.
- Millero, F.J. and M.L. Sohn, 1992. Chemical oceanography. CRC press, London, 414 pp.
- 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.
- Nelson, D.C. and C.R. Fisher, 1995. Chemoautotrophic and methanotrophic endosymbiotic bacteria at vents and seeps. In: The Microbiology of Deep-Sea Hydrothermal Vents, vol. edited by D.M. Karl, CRC Press, Boca Raton, pp. 125–167.
- Parsons, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli, 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Pergamon Press, 173 pp.
- Pichler, T., J. Veizer and J. and G.E.M. Hall, 1999. The chemical composition of shallow-water hydrothermal fluids in Tutum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea and their effect on ambient seawater. *Mar. Chem.*, **64**: 229–252.
- Ross, D.A., 1995. Introduction to oceanography. Harper Collins, 496 pp.
- Sakai, H., T. Gamo, E.-S. Kim, K. Shitashima, F. Yanagisawa, M. Tsutsumi, J. Ishibashi, Y. Sano, H. Wakita, T. Tanaka, T. Matsu-moto, T. Naganuma and K. Mitsuzawa, 1990. Unique chemistry of the hydrothermal solution in the mid-Okinawa trough backarc basin. *Geophys. Res. Lett.*, **17**: 2133–2136.
- Speer, K.G. and P.A. Rona, 1989. A model of an Atlantic and Pacific hydrothermal plume. *J. Geophys. Res.*, **94**: 6213–6220.
- Spencer, C.P., 1975. The micronutrient elements. In: Chemical Oceanography, edited by J.P. Riley and G. Skirrow, Vol. 2, Academic Press Inc., 647 pp.
- Taylor, B., 1979. Bismark Sea: Evolution of a back-arc basin, *Geology*, **7**: 171–174.
- Thompson, G., 1983. Hydrothermal fluxes in the ocean. In: Chemical Oceanography, edited by Riley, J.P. and R. Chester, Academic Press, London, pp. 271–337.
- Tivey, M.K. and R.E. McDuff, 1990. Mineral precipitation in the Walls of black smoker chimneys: A Quantitative model of transport and chemical reaction. *J. Geophys. Res.*, **95**: 12617–12637.
- Von Damn, K.L., 1988. Systematics of and postulated controls on submarine hydrothermal solution chemistry. *J. Geophys. Res.*, **93**: 4551–4562.
- Von Damn, K.L., J.M. Edmond, B. Grant, C.I. Measures, B. Walden and R.F. Weiss, 1985. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N East Pacific Rise. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 2197–2220.

2000년 10월 26일 원고접수

2000년 11월 17일 수정본 채택

담당편집위원: 한명우

신속게재