자원환경지질, 제41권, 제1호, 15-32, 2008
Econ. Environ. Geol., 41(1), 15-32, 2008

강화 석모도 지역 온천수와 지하수의 수리지구화학 및 동위원소 연구

김규한[1] · 정윤정[1] · 정찬호[2] · 長尾敬介[3]
[1]이화여자대학교 과학교육과, [2]대전대학교 지반설계정보공학과, [3]도쿄대학 지진지화학연구실

Hydrogeochemical, Stable and Noble Gas Isotopic Studies of Hot Spring Waters and Cold Groundwaters in the Seokmodo Hot Spring Area of the Ganghwa Province, South Korea

Kyu Han Kim[1], Yun Jeong Jeong[1], Chan Ho Jeong[2] and Nagao Keisuke[3]
[1]Department of Science Education, Ewha womans University, Seoul 120-750, Korea
[2]Department of Geotechnical Design Engineering, Daejeon University, Daejeon 300-716, Korea
[3]Laboratory for Earthquake Chemistry, Graduate School of Science, University of Tokyo, Tokyo 113-0033, Japan

The hydrochemical and isotopic (stable isotopes and noble gas isotopes) analyses for hot spring waters, cold groundwaters and surface water samples from the Seokmodo hot spring area of the Ganghwa province were carried out to characterize the hydrogeochemical characteristics of thermal waters and to interpret the source of thermal water and noble gases and the geochemical evolution of hot spring waters in the Seokmodo geothermal system. The hot spring waters and groundwaters show a weakly acidic condition with the pH values ranging from 6.42 to 6.77 and 6.01 to 7.71, respectively. The outflow temperature of the Seokmodo hot spring waters ranges from 43.3°C to 68.6°C. Relatively high values of the electrical conductivities which fall between 60,200 and 84,300 μS/cm indicate that the hot spring waters were mixed with seawater in the subsurface geothermal system. The chemical compositions of the Seokmodo hot spring waters are characterized by Na-Ca-Cl water type. On the other hand, cold groundwaters and surface waters can be grouped into three types such as the Na(Ca)-HCO_3, Na(Ca)-SO_4 and Ca-HCO_3 types. The $\delta^{18}O$ and δD values of hot spring waters vary from -4.41 to -4.47‰ and -32.0 to -33.5‰, respectively. Cold groundwaters range from -7.07 to -8.55‰ in $\delta^{18}O$ and from -50.24 to -59.6‰ in δD. The oxygen and hydrogen isotopic data indicate that the hot spring waters were originated from the local meteoric water source. The enrichments of heavy isotopes (^{18}O and ^{2}H) in the Seokmodo hot spring waters imply that the thermal water was derived from the diffusion zone between fresh and salt waters. The $\delta^{34}S$ values ranging from 23.1 to 23.5‰ of dissolved sulfate are very close to the value of sea water sulfate of $\delta^{34}S$=20.2‰ in this area, indicating the origin of sulfate in hot springs from sea water. The $^{3}He/^{4}He$ ratio of hot spring waters varies from 1.243×10^{-6} to $1.299\times10^{-6}cm^3STP/g$, which suggests that He gas in hot spring waters was partly originated from a mantle source. Argon isotopic ratio ($^{40}Ar/^{36}Ar=298\times10^{-6}cm^3STP/g$) in hot spring waters corresponds to the atmospheric value.

Key words : Seokmodo hot spring water, Stable isotopes, Noble gas isotope, Seawater mixing

강화 석모도 지역 석모도 온천수의 영족기체와 온천수의 지화학적 진화와 기원을 해석하고 온천수의 지화학적 특성을 규명하기 위해 온천수, 지하수, 지표수의 수리화학, 안정 동위원소, 영족기체 동위원소 분석이 이루어졌다. 온천수와 지하수의 pH는 각각 6.42~6.77, 6.01~7.71로 약산성을 보이고 있다. 석모도 온천 지역의 온천수의 유출수온은 43.3~68.6°C이다. 온천수의 전기전도도는 60,200~84,300 μS/cm으로 비교적 높은 값이며 석모도 온천수가 해수와 혼합되어졌음을 암시하고 있다. 석모도 온천수의 화학 조성은 Na-Ca-Cl형이다. 반면, 지하수와 지표수는 각각 Na(Ca)-HCO_3, Na(Ca)-SO_4형과 Ca-HCO_3 형으로 구분된다. 석모도 온천수의 산소와 수소 동위원소비는 각각 -4.41~-4.47‰와 -32.0~-33.5‰로 순환수 기원이다. 지하수에서의 산소, 수소 동위원소비는 각각 -7.07~-8.55‰, -50.24~-59.6‰이다. 석모도 온천수에 ^{18}O와 ^{2}H가 부화된 특성은 온천수가 담수와 해수의 혼합대에서 유래되었음을 암시하고 있다. 석모도 온천수 중

*Corresponding author: kyuhan@ewha.ac.kr

의 황산염이온의 황 동위원소비는 23.1~23.5‰로 이 지역 해수의 황 동위원소비(20.2‰)와 유사하다. 이는 온천수의 황이 해수의 황산염으로부터 유래되었음을 의미한다. 석모도 온천수의 $^{3}He/^{4}He$ 비는 1.243×10^{-6}~1.299×10^{-6} cm^3STP/g로 온천수 중의 He 가스가 부분적으로 맨틀에서 유래되었음을 보여준다. 온천수에서의 아르곤 동위원소비($^{40}Ar/^{36}Ar=298\times10^{-6}$)$cm^3STP/g$는 대기기원의 값을 보인다.

주요어 : 석모도 온천수, 안정동위원소, 영족기체 동위원소, 해수 혼입

1. 서 언

비화산성 온천인 남한의 온천은 주로 중생대 화강암류 분포 지역에 위치하고 있으며 유출온도는 40°C ~80°C 내외이다. 우리나라 온천수의 광역적인 지구화학적 특성에 관한 연구결과가 Kim and Choi (1998)에 의해 보고된 바 있다. 국내에서 가장 높은 수온을 보이는 부곡온천에 대한 연구에서는 온천의 온도와 심부환경과의 관계, 황 성분의 기원에 대해서 연구되었다(Yun *et al.*, 1998a; Koh *et al.*, 2001a, 2001b; Park, 2005; Park *et al.*, 2006). 그리고 호남 지역의 온천 연구는 Na *et al.* (1997)에 의한 전주 죽림지역 온천에 대한 연구, Lee (2003)에 의한 전남 화순온천에 대한 연구, Heo (2005)에 의한 변산온천, 죽림온천, 지리산온천, 화순온천, 도곡온천에 대한 연구가 이루어졌다. 이 외 부산 해운대온천과 동래온천에 대해서는 Sung *et al.*(2001), Koh *et al.*(2003), Choi(2005)에 의해 연구 보고된 바 있다. 그밖에 유성온천, 문경탄산온천, 중원지역 탄산온천, 강원지역 탄산약수천에 대하여 수리화학적 및 동위원소적 특성에 대한 연구가 진행된 바 있다(Jeong *et al.*, 1997; Yun *et al.*, 1998b; Koh *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2000; Choi *et al.*, 2005). 최근 경기 지역 온천수에 대한 수리지구화학, 안정동위원소 및 영족기체 특성에 대해 연구되었다(Chae *et al.*, 2006; Shin, 2006). 한반도에는 고온의 온천수가 많지 않다. 특히 경기 지역에 분포하고 있는 온천은 전통적으로 알려진 이천 온천이 25~29°C로 비교적 천온이 낮다. 그 후 온천 개발에 의해 포천 온천 지역에 위치한 제일유황온천(온도 23.7~31.4°C), 신북온천(온도 23.3°C) 등이 알려져 있다.

2002년 경기도 강화 석모도 지역에 새로운 온천이 발견되어 현재 4개 공에서 온천수가 용출되고 있다. 흥미로운 것은 이 지역에 분포하는 온천들은 이미 그 존재가 예상되어 왔다는 점이다. 왜냐하면 황해남도 지역 연안온천, 옹진온천이 과거부터 알려져 왔으며, 이 온천대의 남쪽 구조선 연장 상에서 발견된 온천이 바로 석모도 온천이다. 석모도 온천은 황해도 지역의 온천수와 지질 구조적 및 성인적으로 밀접한 관련성이 있는 것으로 추정된다. 지금까지 국내 온천수에 대한 연구는 주로 지구화학적 특성규명, 동위원소를 이용한 환경해석, 물-암석 반응에 의한 온천수의 진화과정, 온도 추정 등으로 요약된다(Koh *et al.*, 2003; Sung *et al.*, 2001; Choi, 2005; Chae *et al.*, 2006; Park *et al.*,2006). 그러나 헬륨, 아르곤등 영족기체(noble gas)의 동위원소 분석연구는 극히 제한적으로 시도되고 있다. 영족기체는 비활성기체로서 지구 심부에서 지표로 이동되는 과정에서 물질과 반응하지 않으므로 지구 심부-지각의 대규모 물질 순환의 추적자(tracer)의 역할을 할 수 있다. 일본에서는 오래 전부터 온천수 내 함유된 헬륨, 아르곤 등 영족기체의 동위원소 특성을 이용한 온천수 기원 및 생성과정, 지체구조와의 관계 등의 해석 연구가 진행되어 왔다(Nagao *et al.*, 1999; Kusakabe, *et al.*, 2003). 석모도 온천에 대해서는 온천수의 Sr 동위원소비와 용출지역 기반암인 흑운모 화강암과의 관계에 대한 연구가 수행된 바 있다(Lee *et al.*, 2006). Lee *et al.*(2006)은 석모도 중앙부의 각섬석 흑운모 화강섬록암을 기준으로 하여 북쪽과 남쪽에 분포하는 흑운모 화강암의 Rb-Sr 연대 측정을 실시하였다. 그 결과 북쪽에 분포하는 흑운모 화강암은 207±70Ma이고 Sr 동위원소비는 0.7144-0.7219이며 남쪽에 분포하는 흑운모 화강암은 132±50Ma이고 Sr 동위원소비는 0.7143-0.7153이 얻어졌다. 또한 온천수의 Sr 동위원소비($^{87}Sr/^{86}Sr$)는 0.7145로 남쪽의 흑운모 화강암의 Sr 동위원소비와 유사한 결과를 얻었다. 이에 따라 석모도 온천수가 남쪽의 흑운모 화강암과 관련이 있음을 보고했다. 그러나 우리나라의 온천수와 온천지역에 분포하고 있는 화강암과의 관계에 대한 연구는 아직 미흡한 실정이다. 흑운모 화강암체 주변에서 용출되고 있는 석모도 온천이 흑운모 화강암과 관련이 있는지 변성암이나 각섬석 흑운모 화강섬록암과 관련이 있는지의 여부의 규명이 중요하다. 한편, 화강암 지대의 지온증가율과 온천의 열원과의 관계 등은 계속 연구되어야 할 과제이다. 본 연구의 목적은 석모도 지역에 분포하고 있는 온천수와 온천 주변 지역의 지하수, 지표수를

대상으로 화학성분 및 수질특성의 비교, 열수-암석 반응 및 온천수와 해수, 지하수의 혼합 등에 따르는 온천수의 지화학적 특성 변화를 연구함에 있다. 특히 온천수 내 헬륨, 아르곤 같은 영족기체 동위원소 분석을 통해 그 기원을 해석하고 이를 바탕으로 온천수의 진화와 열원에 대한 정보를 얻고자 하였다.

2. 온천지역 지질개요

석모도 온천지역은 선캠브리아기의 변성암을 기반암으로 하여 트라이아스기~쥬라기(132~207 Ma, Lee *et al.*, 2006) 화강암체가 석모도 중앙부와 석모도 외각부에 각각 관입 분포하고 있다. 화강암체는 주로 흑운모

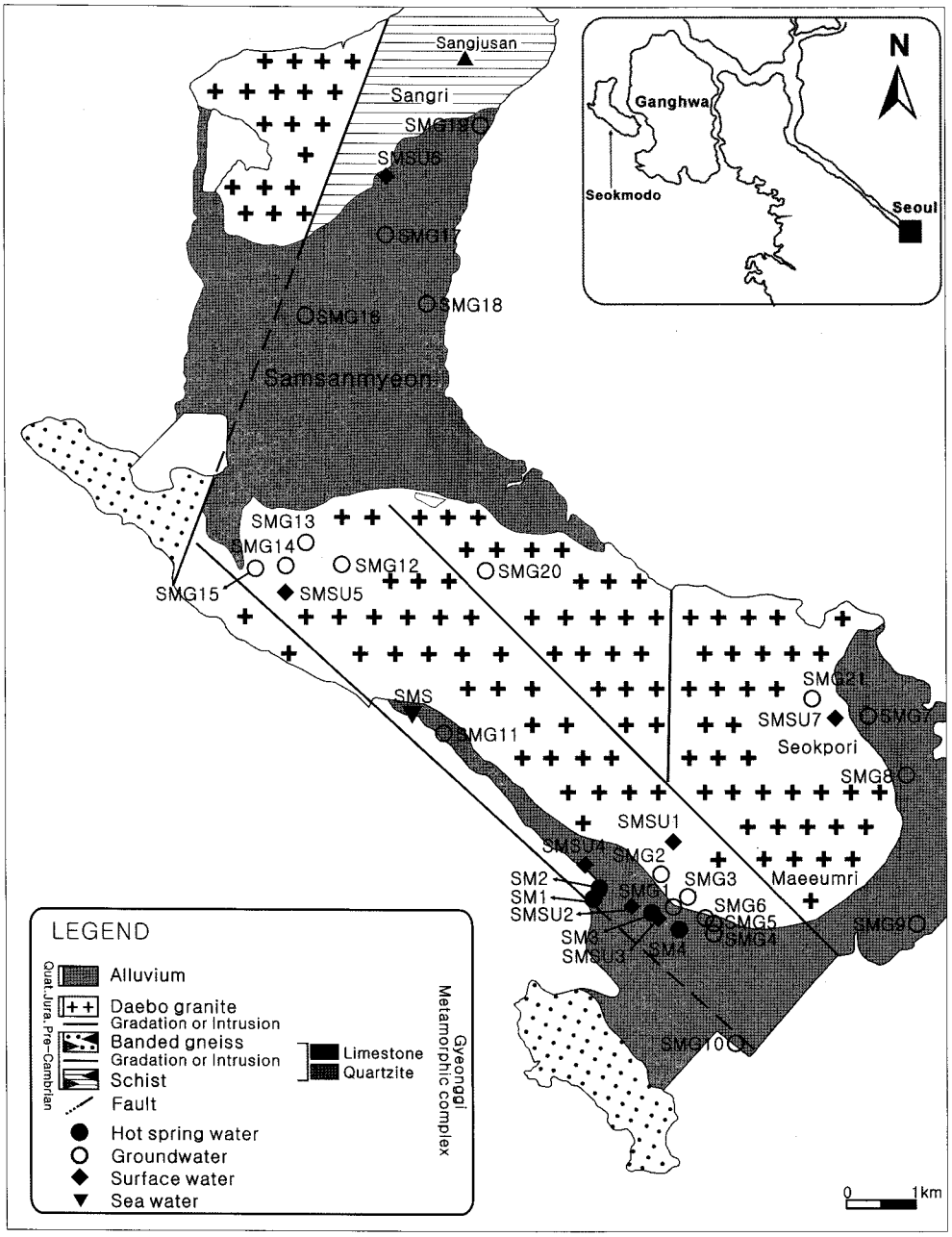

Fig. 1. Simplified geologic and sampling location map of the Seokmodo hot spring area in the Ganghwa province, South Korea.

화강암과 각섬석-흑운모 화강섬록암으로 구성되어 있다(Fig. 1).

흑운모 화강암은 강화 온수리, 외포리, 석모도에서 선캠브리아기의 결정질 편암과 편마암을 관입하고 있다. 각섬석-흑운모 화강섬록암은 흑운모 화강암을 관입하고 있다. 흑운모 화강암은 유백색을 띠고, 입자크기는 2~3 mm 정도로 중립질이며, 등립질 반자형 내지 타형을 이루고 있다. 주로 석영, K-장석, 사장석, 흑운모로 구성되며 저어콘, 인회석, 불투명 광물이 부 구성광물을 이루고 있다. 2차 광물로는 사장석 내부에서 견운모가, 흑운모와 각섬석 주변에 녹니석, 흑운모 주위에 백운모 등이 관찰된다(Shim, 1990). 각섬석-흑운모 화강섬록암은 흑운모 화강암에 비해 유색 광물의 함량이 높으며, 유색 광물로 흑운모 외에 각섬석이 산출되는 점이 다르다. 야외에서는 흑회색을 띠는 염기성 포획체(mafic enclave)를 갖고 있는 점이 특징적이다. 조암광물 입자의 크기는 3~5 mm 정도로 흑운모 화강암보다 크고 풍화 정도도 낮아 신선하다. 광물들은 대체로 자형 내지 반자형을 이루며, 석영, 사장석, K-장석, 흑운모, 각섬석이 주구성 광물을 이루고 부구성 광물로는 알라나이트(allanite), 인회석, 저어콘, 불투명 광물 등이 산출되고, 견운모, 녹니석, 방해석 등도 관찰된다(Shim, 1990). 석모도 온천은 흑운모 화강암체 인접지역에서 용출되고 있다. 그러나 온천수와 관련된 화강암체가 흑운모 화강암인지 또는 각섬석-흑운모 화강섬록암인지, 변성암인지 여부는 계속 연구되어야할 과제이다.

3. 연구방법

본 연구를 위하여 석모도 일대에서 3차례에 걸쳐 총 33개 시료채취를 실시하였다. 채취된 온천수 시료의 심도는 SM1-368 m, SM2-410 m, SM3-758 m, SM4-1080 m 이다.

온천수는 온천 시추공 지표 유출구에서 채취하였으며, 지하수 및 지표수는 각각 온천공 주변지역에서 사용 중인 지하수 관정과 소하천 계곡수로부터 채취하였다. 시료 채취 시 현장에서 온도, pH, 산화-환원전위(Eh), 용존산소(DO), 전기전도도(EC), 중탄산이온 농도를 측정하였다. pH와 산화-환원전위(Eh)는 Orion 290A 모델의 휴대용 pH측정기를 이용하여 측정하였다. 온도와 전기전도도(EC)는 Orion model 142의 휴대용 전기전도도 측정기로, 물 시료의 용존산소량은 Orion model 835 모델의 휴대용 용존산소 측정기로 측정하였다. 물 시료의 알칼리도(HCO_3)는 0.05N 혹은 0.5N HCl을 이용하여 현장에서 산중화적정법으로 구하였다. 시료는 채취 후, 현장에서 0.45 μm 질산염막 필터를 이용하여 부유물과 이물질을 제거하였다. 양이온, 음이온, 산소 및 수소 안정동위원소 분석용 시료는 60 mL 폴리에틸렌용기에 각각 구별하여 채취한 후 양이온 및 음이온 정량 분석 전까지 냉장보관 하였다. 양이온 분석용 시료는 폴리에틸렌 용기에 담은 후, 이온들의 침전이나 용기 내벽에서의 흡착으로 인한 변질을 막기 위해 농질산을 첨가하여 pH 2 이하로 산성화시켜 보관하였다.

물 시료에 대한 주요 양이온과 미량원소 성분은 한국기초과학지원연구원의 원자흡광분광분석기(Unicam model 989, AAS), 유도결합쌍 프라즈마 원자방출분광분석기(Shimazu model ICPS-100 III, ICP-AES), 유도결합쌍 프라즈마 질량분석기(Fison model PQ III, ICP-MS)를 이용하여 분석되었다. 양이온의 분석오차는 ±10%이며, 미량원소의 분석오차는 ±5%이다. 주요 음이온(SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, F^-) 성분은 대전대학교 지반설계정보공학과의 IC(Dionex DX-120 모델)로 분석하였다. 분석 자료의 양이온과 음이온 전하 균형(C.B.)이 편차가 크게 나타남을 밝혀둔다(Table 2).

물 시료의 산소 및 수소 안정동위원소비 분석은 한국기초과학지원연구원의 안정동위원소비 질량분석기(VG ISOTECH PRISM II)로 산소 동위원소비를 측정하였고, 한국원자력연구소의 질량분석기(EuroVecstor사의 Euro Pyr-orl micromass Isoprime)를 이용하여 수소 동위원소비를 측정하였다. 산소 및 수소 안정 동위원소비 분석결과는 표준평균해수(SMOW)에 표준화한 천분율(‰)로 표현하였다. 산소동위원소의 분석오차는 ±0.1‰이고, 수소동위원소의 분석오차는 ±1.5‰이었다. 황산염(SO_4^{2-})의 황 동위원소 분석은 한국기초과학지원연구원에서 영국VG Isotech사 제품인 PRISM II 모델의 동위원소 질량분석기로 분석되었으며 분석정밀도는 약 ±0.2‰이다.

영족기체 동위원소비 분석을 위하여 석모도 온천 지역에서 4개의 온천수와 온천가스 시료를 채취하였다. 영족기체 분석을 위한 가스는 일본 도쿄대학 지각화학연구실에서 특수 제작된 진공유리용기를 사용하여 채취하였다. 용기의 체적은 약 50cm^3이다. 물속에 용존된 가스시료의 추출은 도쿄대학에서 금속으로 제작된 토플러펌프 시스템에서 추출되었다. 분석은 변형된 VG 5400(MS-III)질량분석기로 측정되었으며 동위원소 농도의 분석오차는 5-15%이며 동위원소비는 1표준편차이다.

4. 현장측정 결과

석모도 온천지역의 온천수, 지하수, 지표수의 현장 측정결과는 Table 1과 같다. 석모도 온천수는 43.3~68.6°C의 온도로 남한에서 비교적 고온을 나타내는 온천에 속한다. 석모도 온천수 시료 SM2가 43.3°C로 가장 수온이 낮으며, 시료 SM3가 68.6°C로 가장 높다. 지하수와 지표수의 시료채취 시의 수온은 채수 계절에 따라 크게 다르며 지하수는 5.10~20.8°C이며 지표수는 0.60~27.5°C이다. 해수 시료의 채취 시 해수의 온도는 10.2°C 였다.

온천수의 pH는 6.42~6.77의 범위이며 지하수의 pH는 6.01~7.71이다. 연구지역 지표수의 pH는 6.28~7.71로 한반도의 일반적인 지표수의 범위 안에 있다(Table 1). 온천수의 pH가 해수혼입형임에도 불구하고 이지역 해수(pH=8.2)보다 지하수의 pH값에 유사한 것은 온천수계에 지하수 혼입량이 지배적이었거나 탄산염암과의 반응 때문으로 추정된다.

Table 1. In situ data for hot spring water, cold groundwater, surface water and sea water samples collected from the Seokmodo hot spring area in the Ganghwa province, South Korea.

Sample No.	Temp. (°C)	pH	Eh (mV)	EC (μS/cm)	DO (mg/L)
Hot spring water					
SM 1	64.3	6.51	-40.0	80700	0.26
SM 2	43.3	6.77	-43.0	60200	0.20
SM 3	68.6	6.42	-38.0	84300	0.16
SM 4	56.1	6.56	-28.0	72700	0.09
Groundwater					
SMG 1	19.4	7.71	-93.2	101	0.45
SMG 2	14.1	6.01	492	454	2.00
SMG 3	14.3	6.14	501	65.3	6.06
SMG 4	13.3	6.01	501	145	4.16
SMG 5	16.8	6.32	482	160	6.71
SMG 6	20.8	6.31	488	79.3	5.40
SMG 7	10.1	6.08	74.1	108	9.40
SMG 8	6.20	6.02	162	113	10.4
SMG 9	8.90	6.33	197	338	10.4
SMG 10	5.60	6s.14	158	216	7.38
SMG 11	11.2	6.70	46.3	199	6.47
SMG 12	10.6	6.23	104	275	9.28
SMG 13	12.9	6.25	250	340	9.03
SMG 14	6.20	6.26	256	102	6.58
SMG 15	5.90	6.20	181	120	8.30
SMG 16	6.60	6.39	230	122	11.3
SMG 17	13.3	6.89	228	154	8.36
SMG 18	7.90	6.35	300	145	8.40
SMG 19	5.10	6.86	293	106	9.17
SMG 20	13.3	6.58	272	260	9.53
SMG 21	12.8	7.16	-87.2	312	2.31
Surface water					
SMSU 1	21.4	7.39	394	59.8	5.66
SMSU 2	27.5	7.85	383	380	7.30
SMSU 3	2.30	6.52	135	839	11.9
SMSU 4	0.60	6.67	39.0	203	14.0
SMSU 5	1.90	6.65	147	164	10.1
SMSU 6	7.90	6.94	305	106	10.7
SMSU 7	7.80	6.28	133	71.6	6.60
Sea water					
SMS	10.2	8.20	-85.1	36800	0.75

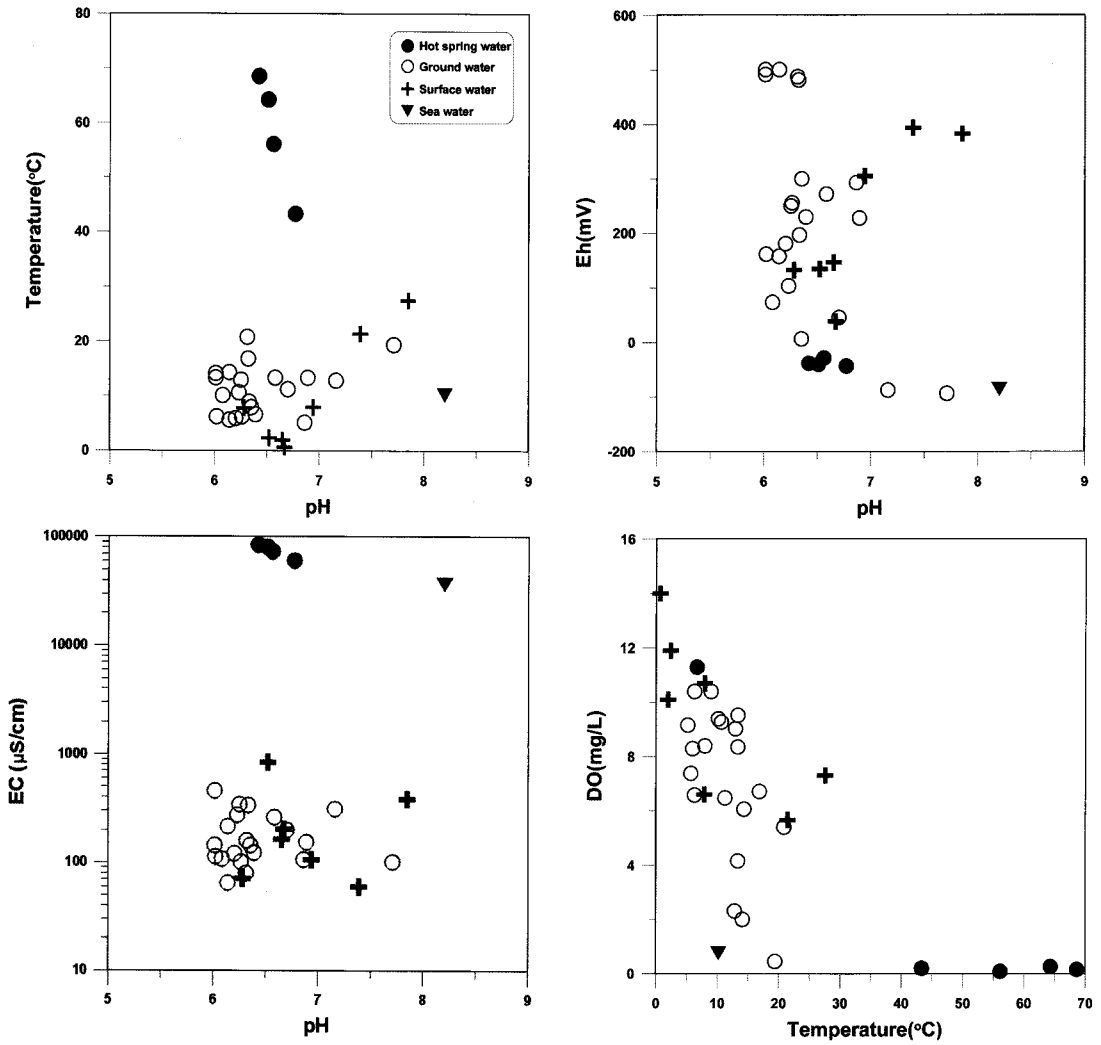

Fig. 2. Plots for pH versus temperature, EC, Eh and DO of hot spring water, cold groundwater and surface water samples from the Seokmodo hot spring area in the Ganghwa province, South Korea.

온천수의 산화-환원전위(Eh)는 -28~-43 mV의 범위이다. 한편, 온천지역 주변 지하수와 지표수의 산화-환원전위(Eh)는 각각 -87.2~501 mV, 39~394 mV의 범위이다. 시료의 pH, Eh 상관관계도(Fig. 2)에서 온천수는 지하수, 지표수에 비해 지하 심부에 존재하므로 낮은 Eh 조건의 환원성을 보이고, 지하수와 지표수에서는 산화성을 보이고 있다. 지하수의 Eh는 pH가 감소할수록 증가하고 있으며(Fig. 2), 용존산소가 증가할수록 증가하고 있다.

온천수의 전기전도도(electrical conductivity)는 60,200~84,300 μS/cm의 높은 값을 보인다. 우리나라의 해수형 주요 온천수의 평균 전기전도도, 1,025 μS/cm(Lim, 1995)에 비하면 매우 높은 값을 가진다. 지하수와 지표수의 전기전도도는 각각 65.3~454 μS/cm, 59.8~839 μS/cm의 범위 이다. 온천수의 전기전도도가 지하수, 지표수보다 상당히 높은 값을 가지는데 이는 석모도 해수-화강암반응으로 생성된 높은 Ca, Mg농도 때문으로 보인다.

온천수의 용존산소(DO) 함량은 0.09~0.26 mg/L의 낮은 범위를 보인다. 이는 온천수와 대기 중의 산소가 상당히 격리된 때문으로 해석된다. 지하수와 지표수의 용존 산소량은 각각 0.45~11.3 mg/L, 5.66~14.0 mg/L으로 심부환경의 온천수보다 높은 값을 나타낸다. 해수 시료의 용존 산소량은 0.75 mg/L이다. 이 함량들은 전

체적으로 온도가 증가함에 따라 감소하는 약한 부(-)의 상관관계를 보여주고 있다(Fig. 2). 이는 Sung *et al.* (2001)의 연구결과에서와 같이 석모도 지역 온천수가 심부에서 형성되는 동안 산소소모 반응이 진행되었거나 온천수가 상승하는 동안 상대적으로 용존산소 함량이 높은 다른 기원의 지하수와 혼합되었을 가능성이 있음을 의미한다.

5. 온천수의 수리화학적 특성

석모도 지역의 온천수, 지하수, 지표수의 용존 이온의 분석결과는 Table 2와 같다. 이지역의 수질특성을 파악하기 위해 주요 화학 조성을 파이퍼도에 도시하였다(Fig. 3). 온천수와 해수는 Na-Ca-Cl형에 속하고 지하수는 Na(Ca)-HCO_3~Na(Ca)-SO_4형까지 다양하다.

Table 2. Chemical compositions of hot spring water, cold groundwater, surface water and sea water samples from the Seokmodo hot spring area in the Ganghwa province, South Korea(mg/L).

Sample No.	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe	Mn	Sr	Si	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	F^-	Br^-
Hot spring water														
SM 1	5810	155	3941	294	0.05	1.17	98.8	35.9	119	724	15961	0.00	-	41.2
SM 2	5365	142	3677	266	0.02	0.00	89.4	29.6	50.3	875	14487	0.00	-	44.3
SM 3	7154	201	4860	357	0.47	1.16	119	44.6	128	674	18503	0.00	-	40.3
SM 4	6348	185	4295	319	0.57	1.16	108	40.7	47.36	855	18043	0.00	-	40.3
Groundwater														
SMG 1	11.6	0.57	4.36	0.76	0.01	<0.001	0.00	17.7	38.1	2.96	3.62	0.95	0.05	-
SMG 2	43.2	2.41	51.3	10.1	0.14	80.4	0.65	14.7	174	7.80	63.6	4.48	0.00	-
SMG 3	11.0	0.92	4.55	0.76	0.06	8.39	0.06	13.5	36.6	2.21	2.25	0.60	0.00	-
SMG 4	13.6	2.35	14.3	5.15	2.10	274	0.30	14.7	70.2	8.46	8.88	0.00	0.00	-
SMG 5	19.7	1.19	13.4	2.06	0.06	4.64	0.16	20.0	58.0	1.05	12.31	11.8	0.00	-
SMG 6	11.5	0.61	8.36	0.68	0.03	2.33	0.09	16.0	45.8	1.33	1.67	0.32	0.11	-
SMG 7	8.67	1.47	4.83	1.01	0.01	<0.001	0.06	10.5	22.9	2.36	3.09	1.36	0.12	-
SMG 8	10.6	1.62	8.39	1.78	0.01	<0.001	0.09	12.2	25.9	3.60	10.3	10.7	0.06	-
SMG 9	27.2	1.22	26.6	3.64	0.01	0.01	0.22	15.6	45.8	8.18	28.0	11.8	0.00	-
SMG 10	23.1	0.97	13.7	4.34	0.04	<0.001	0.15	19.5	33.6	7.60	16.7	6.81	0.00	-
SMG 11	20.6	4.40	10.8	5.17	0.38	1.62	0.11	12.2	87.0	5.62	8.24	0.00	0.05	-
SMG 12	20.7	1.00	30.6	3.09	0.01	0.01	0.19	17.7	45.8	3.51	18.8	21.4	0.00	-
SMG 13	25.1	1.88	29.1	6.33	0.01	0.00	0.35	14.2	15.3	3.07	11.4	87.5	0.00	-
SMG 14	9.87	0.57	9.47	1.81	0.02	0.05	0.09	12.9	39.7	2.32	3.36	2.33	0.09	-
SMG 15	9.94	3.81	10.4	1.90	0.03	0.05	0.10	12.9	41.2	1.60	2.66	1.80	0.09	-
SMG 16	13.9	0.65	8.68	1.31	0.02	<0.001	0.05	16.5	35.1	1.47	4.06	0.00	0.43	-
SMG 17	13.8	0.99	16.0	1.21	0.01	<0.001	0.09	16.1	51.9	3.58	9.39	4.96	0.39	-
SMG 18	13.7	1.00	12.5	1.91	0.01	<0.001	0.08	16.7	42.7	1.06	1.36	1.61	0.34	-
SMG 19	10.4	0.44	11.9	0.76	0.02	<0.001	0.05	15.2	53.4	1.09	1.74	0.00	0.46	-
SMG 20	18.3	1.12	29.4	3.03	0.02	<0.001	0.21	14.0	59.5	4.33	9.43	-	0.05	-
SMG 21	19.9	21.8	20.0	5.35	3.50	0.12	0.15	1.56	125	0.00	9.16	0.00	0.07	-
Surface water														
SMSU 1	6.75	0.71	8.71	1.01	0.02	4.40	0.07	9.63	33.6	3.24	2.30	0.29	0.13	-
SMSU 2	38.6	3.00	25.6	3.91	0.06	94.9	0.46	6.58	168	1.79	8.06	0.00	0.00	-
SMSU 3	66.1	3.92	60.6	12.3	0.03	0.32	0.83	9.40	30.5	12.7	177	1.28	0.00	-
SMSU 4	22.4	2.10	12.2	3.01	0.11	0.03	0.18	8.24	41.2	9.80	13.1	1.23	0.00	-
SMSU 5	15.2	2.45	14.4	2.73	0.70	0.14	0.11	9.61	61.0	3.10	6.13	1.83	0.26	-
SMSU 6	7.89	0.32	8.60	1.02	0.02	0.00	0.03	11.4	30.5	3.01	1.84	0.44	1.14	-
SMSU 7	5.12	2.59	7.06	1.31	0.03	0.05	0.04	5.48	30.5	2.95	1.50	0.00	1.14	-
Sea water														
SMS	10320	652	386	1047	0.01	<0.001	6.46	1.54	137	2423	16790	0.00	-	32.2

*-: not determined, EN: charge balance error.

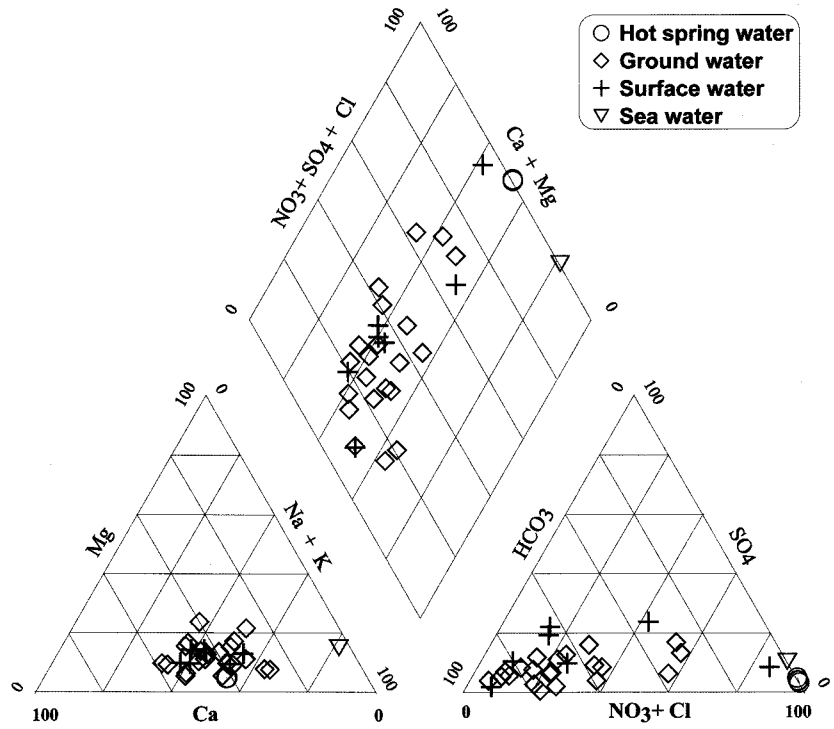

Fig. 3. Trilinear plots showing the chemical composition of hot spring water, cold ground water and surface water samples from the Seokmodo hot spring area in the Ganghwa province, South Korea.

지표수는 Ca-HCO_3가 우세하다. 이는 지하수와 온천수가 지하 매질을 순환하는 과정에서 서로 상이한 지구화학적 환경을 거쳐 형성되었음을 지시하는 것으로 보인다. 석모도 온천은 전형적인 해수형 온천의 특성을 나타내고 있다. 이 지역 온천수는 심부(368~1080 m)까지 발달한 파쇄대 내에서 해수의 혼합과 혼합수와 암석간의 반응에 의한 온천수의 화학적 특성이 나타나고 있다.

온천수의 Cl 농도와 Na, Ca, K, SO_4 관계도(Fig. 4)에서 온천수내 Na 함량은 단순 해수 혼합비에 비해 낮은 값을 갖게 되고 Ca 함량은 높은 값을 보이게 된다. 이는 해수-화강암의 상호반응 때문으로 해석된다. 해수가 화강암지역에 유입된 온천의 경우에 Na-Ca 이온 교환반응은 일반적인 현상이다. Sr은 Ca와의 상관도에서도 상관성이 높으며 화학적 거동이 Ca-Cl에서와 유사하게 나타나고 있다(Fig. 5d). 즉, Na-Cl형 해수가 화강암과 반응하게 되면 Ca-Cl형을 띠는 경우도 있다.

SO_4함량은 해수 혼합비에 비해 낮은 값을 보인다(Fig. 5c). 온천수내 Ca 함량이 증가함에 따라 Ca, SO_4를 주원소로 하고 있는 석고(gypsum)나 무수석고(anhydrite)가 침전될 가능성이 있다. 이 과정에서 SO_4 농도가 감소하게 할 수 있다. 온천수 중에 맨틀 기원의 헬륨이 확인되어 맨틀기원의 H_2S가 온천수계에 유입가능성이 높다. 이 과정에서 $\delta^{34}S$값이 증가되며 pH도 증가하게 된다. 그리고 맨틀기원의 H_2S의 공급이 해수와 화강암과 반응한 온천수에서 Na-Ca 교환으로 pH을 낮추게 되며, 이때의 환원반응은 SO_4 농도를 감소시킬 뿐만 아니라 황동위원소비($\delta^{34}S$)를 증가시키게 될 수도 있다. 한편 Cl-$\delta^{18}O$관계에서 해수와 담수의 혼합으로 온천수가 해수보다 가벼운 동위원소가 부화되어 있다.

주요 용존 이온의 특징은 다음과 같다.

5.1. Na^+

석모도 지역 온천수의 주요 양이온인 Na^+의 농도는 5,365~7,154 mg/L의 상당히 높은 값을 보인다. 일반적으로 온천수 내의 Na^+의 중요한 자연적 기원은 화강암의 조암광물인 사장석의 비조화용해(incongruent dissolution)이다. 석모도 지역의 온천에서는 온천 저류층으로의 해수의 혼입과 부분적으로는 모암인 화강암 내 사장석의 물-암석 반응 영향으로 Na^+ 농도가 높아진 것으로 보여진다. 반면 온천 주변지역 지하수의 Na^+ 농도는 8.67~43.2 mg/L으로 온천수에 비해 현저

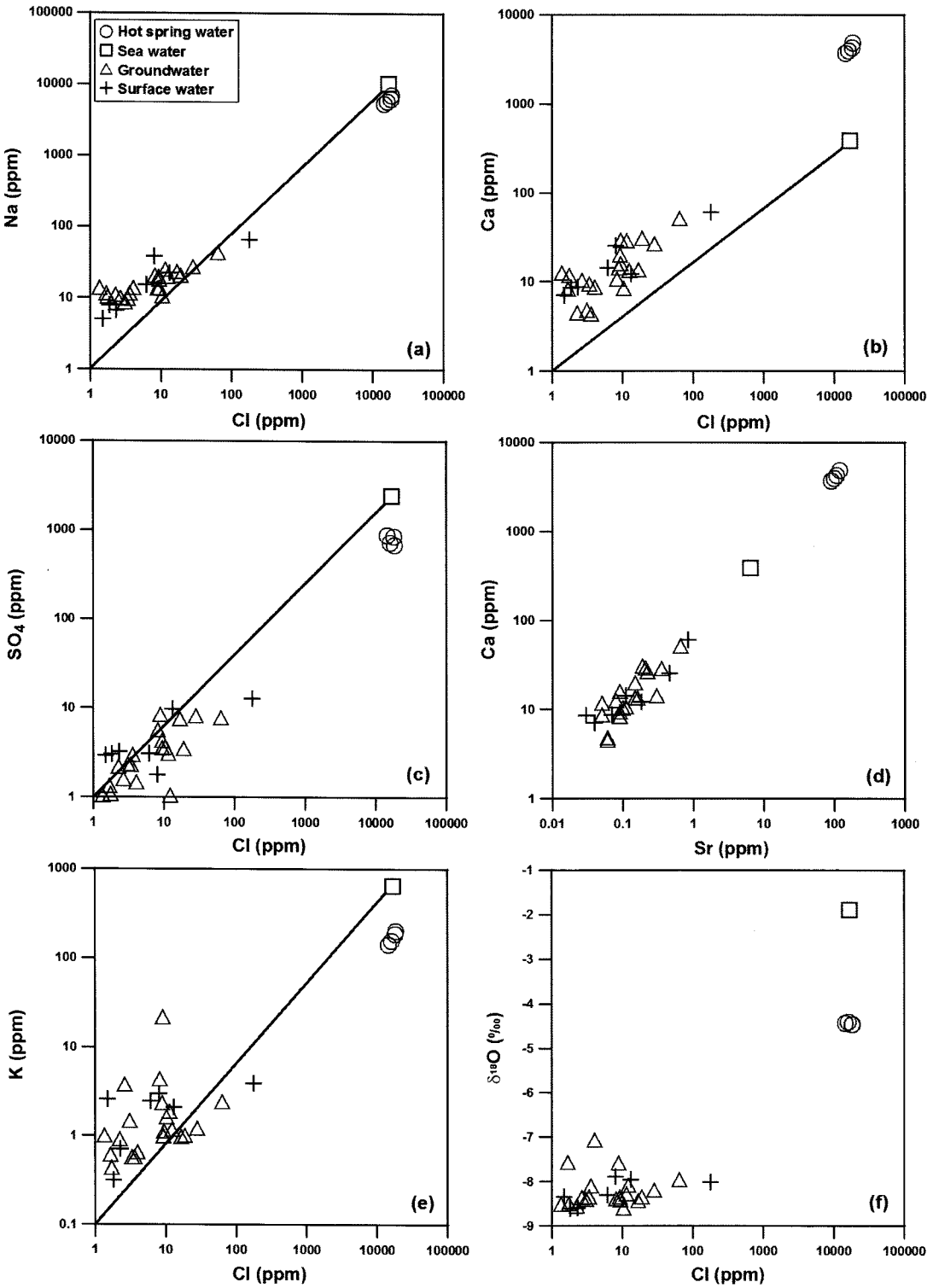

Fig. 4. Variations of Na, Ca, K, and SO_4 concentrations and $\delta^{18}O$ values as a funtion of Cl content in the Seokmodo hot spring waters. The Ca-Sr correlation is included (d).

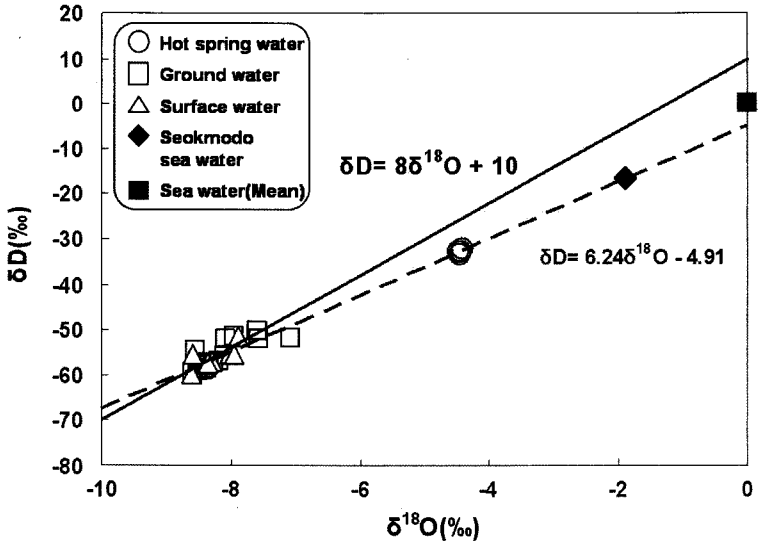

Fig. 5. Plot for $\delta^{18}O$ versus δD of water samples from the Seokmodo hot spring area in the Ganghwa province, South Korea.

히 낮다. 지표수의 Na^+ 농도는 5.12~66.1 mg/L 이다. 참고로 석모도 지역 해수의 Na^+ 농도는 10,320 mg/L 이다. Sung *et al.*(2001)에 의한 해운대온천과 동래온천의 온천수 내 Na^+ 농도는 각각 153.2 mg/L와 917.5 mg/L이다. Choi(2005)에 의한 동해안지역 온천수 연구에서도 해운대온천(157 mg/L)과 동래온천(921 mg/L)의 온천수 내 Na^+ 함량은 이와 유사하게 나타났다. Kim and Choi(1998)은 해운대와 동래온천 온천수의 높은 Na^+ 농도는 온천수에 동해의 해수기원의 Na^+가 혼합된 결과로 해석하였다.

5.2. K^+

온천수의 K^+도 지하수에 비하여 142~201 mg/L로 비교적 농도가 높다. 지하수와 지표수에서는 각각 0.44~4.40 mg/L, 0.71~3.92 mg/L의 범위 이다. 해수시료 내에서의 K^+ 농도는 652 mg/L 이다. 따라서 K^+도 주로 해수에서 유입된 것으로 해석된다. 또한 인위적 기원으로 K^+는 비료의 주 구성요소로 농업활동이 활발해짐에 따라 지하수계로 침투될 가능성도 있다. 따라서 석모도 지역의 K^+는 천부지하수 및 지표수의 경우에는 오염물질에 그 기원을 두고 있는 반면 온천수, 심부지하수의 K^+는 주로 해수유입에 의해 온천수계로 공급되는 것으로 해석된다.

5.3. Ca^{2+}

석모도 온천수 내 Ca^{2+} 농도는 3,677~4,860 mg/L, 온천 부근 지하수 내 Ca^{2+} 농도는 4.36~51.3 mg/L (평균 16.1 mg/L) 이다. 그리고 지표수 내 Ca^{2+} 농도는 7.06~60.6 mg/L(평균 19.6 mg/L)이다. 온천수에서의 Ca^{2+} 농도가 지하수, 지표수보다 현저히 높은 특징을 가지고 있다. 석모도 지역 해수에서 Ca^{2+} 농도는 386 mg/L의 값을 보인다. 해수 혼입형 온천인 부산지역 온천수 연구(Sung *et al.*, 2001)에 의하면 해운대 온천수 내의 Ca^{2+}농도는 335.2~540.1 mg/L로 보고되었다. 또한 Choi(2005)의 동해안 지역 온천수 연구에서도 해운대 온천수 내의 Ca^{2+}농도는 182~556 mg/L로 보고되었다. 이와 같이 석모도 온천수 내 Ca^{2+}농도는 다른 해수 혼입형 온천수에서보다 훨씬 높은 농도를 보이고 있다. 석모도 온천수 내의 높은 Ca^{2+} 농도는 고온하에서 해수-화강암 반응시에 Na-Ca교환 때문으로 해석되며 석모도의 기반암인 선캠브리아기의 결정질 편암과 편마암 내에 협재되어 있는 대리암 때문으로도 추정된다. 그러나 높은 Ca농도에 비해 낮은 HCO_3농도는 전자의 가능성이 높다. 온천수, 지하수, 지표수에 Mg^{2+}와 Ca^{2+} 사이에는 정(+)의 상관성을 가지며 온천수가 지하수, 지표수에 비해 Mg^{2+}와 Ca^{2+} 농도가 높다.

5.4. Sr

미량원소이지만 지구화학적으로 중요한 역할을 하는 Sr의 농도는 온천수 내에 89.4~119 mg/L 이다. 그리고 석모도 해수 내의 Sr 농도는 6.46 mg/L이다. 석모도 각섬석흑운모 화강섬록암 내 Sr 농도는 365~505 ppm, 흑운모 화강암 내 Sr 농도는 130~586ppm으로 얻어졌다(Shim, 1990). 또한 Lee *et al.*(2006)에 의해

서 석모도 각섬석-흑운모 화강섬록암 내 Sr 농도는 165~185ppm, 흑운모 화강암내 Sr 농도는 0~503 ppm으로 온천수에서와 유사한 범위로 보고하였다. 해수형 온천인 해운대온천 온천수 내 Sr농도(4,586~7,331ppb)는 해수 내 Sr농도(7,582ppb)와 유사한 값을 보였다(Sung *et al.*, 2001). 하지만 석모도 해수 내의 Sr 농도는 온천수내 농도에 비해 낮은 값을 보인다. 해수에 비해 상대적으로 증가된 Sr의 농도는 흑운모 화강암-해수반응과 기반암인 변성암에 협재된 대리암이나 석고나 무수석고 광물에 기인하는 것으로 추정된다.

5.5. HCO_3^-

석모도 지역의 온천수 내 HCO_3^- 농도는 47.36~51.9 mg/L 범위이다. 지하수에서는 HCO_3^- 농도는 15.3~174 mg/L 이며, 지표수(30.5~168 mg/L)는 지하수와 유사하다. 이처럼 석모도 온천수 중의 HCO_3^- 이온 농도가 낮다.

5.6. Cl^-

Cl^- 농도는 온천수와 지하수, 지표수에서 각각 14487~15961 mg/L, 1.36~63.60 mg/L, 1.50~177.0 mg/L이다. 석모도 온천 지역 해수(SMS)에서의 Cl^- 농도는 16790 mg/L이다. 지하수와 지표수 사이에 Cl^- 농도는 뚜렷한 차이가 보이지 않으나, 온천수는 지하수, 지표수 보다 Cl^- 농도가 대단히 높으며 해수에서의 농도와 유사한 값을 보인다. Nordstrom *et al.*(1989)에 의하면 지하수 내 Cl^-의 기원은 해수의 혼합에 의한 것과 규산염 광물(흑운모 및 각섬석 등)의 수화반응 그리고 유체포유물의 3가지 기원이 있다. 즉, 해수 혼입형 온천수에서 Cl^-의 높은 농도는 규산염광물의 물-암석 반응에 의한 공급보다는 해수의 침투에 의한 해수 혼합이 주된 공급으로 볼 수 있다.

5.7. SO_4^{2-}

SO_4^{2-}농도는 온천수와 지하수, 지표수에서 각각 674~875 mg/L, 0.00~8.46 mg/L, 1.79~12.7 mg/L의 범위이다. 해수에서의 SO_4^{2-}농도는 2423 mg/L으로 높다. 온천수 중의 SO_4^{2-}이온은 주로 해수로부터 온천 대수층에 유입된 것으로 해석된다. 해수에 비하여 온천수에서 SO_4^{2-}이온농도가 낮은 것은 온천수 저류층내의 환원환경에서 황산염이온이 환원 때문으로도 생각할 수 있다.

5.8. NO_3^-

온천수와 해수 내 NO_3^-이온은 검출되지 않았고, 지하수, 지표수에서 각각 0.0~87.5 mg/L(평균 8.02 mg/L), 0.0~1.83 mg/L 이다. 대부분의 경우 NO_3^-이온은 유기물의 부식, 생활하수나 축산폐기물 등의 인위적 지표 오염에 기원한다. 오염의 지표가 되고 있는 NO_3^-는 대부분의 온천에서 매우 낮은 값을 보이거나 거의 검출되지 않는다. 따라서 연구 지역의 온천수는 주변의 인위적인 오염원으로부터 격리되어 있음을 보여주고 있다. 음용수 기준(45 mg/L 이하)과 비교해 볼 때 기준치보다 낮은 함량을 보이지만 지하수, 지표수에서의 NO_3^-는 주변의 인위적인 오염원의 영향을 지시한다.

6. 국내 해수 혼입형 온천수의 특성 비교

한반도에는 남한에 석모도온천, 해운대온천, 마금산온천, 변산온천 등이 해수 혼입형 온천으로 알려져 있다. 그리고 북한 지역에서는 웅진온천, 연안온천, 인흥온천, 룡강온천이 해수 혼입형 온천이다(Kim, 1957). 이들 해수 혼입형 온천의 특성을 요약 비교 검토하여 본다(Table 3). 해운대온천 자료는 Kim and Choi (1998), Sung *et al.*(2001), Choi(2005)의 자료를 인용했다. 마금산온천 자료는 Kim and Choi(1998), An (2005) 자료를 인용했고 변산온천 자료는 Heo(2005)의 자료를 인용했다. 북한의 온천 자료는 Kim(1957)과 Kim(2007)의 자료를 인용하였다. 한반도의 해수 혼입형 온천수의 특성 비교에 대해 Table 3에 간략히 제시했다. 각 해수 혼입형 온천의 지화학적 특성을 요약하면 다음과 같다.

해운대온천: 해운대 온천은 한반도 동남부 부산광역시에 위치하며 해운대 온천지역은 중생대 백악기 유천층군에 분포하고 있다. 유천층군은 주로 유문암질로 이루어져있다. Kim and Choi(1998)에 의하면 해운대 온천의 온천수의 전기전도도는 평균 7210/cm이며, 온천수 중의 주요 용존 이온은 Na^+(1165.0 mg/L), Ca^{2+}(311.0 mg/L), Cl^-(1149.9~3485.1 mg/L), SO_4^{2-}(158.81~381.64 mg/L)이다(Table 3). 해운대 온천은 Na^+가 매우 높은데 이는 해수(염분 35‰)의 평균 함량 1.08×10^4 mg/L에 비할 때 1/30~1/10의 비율로 해수의 Na가 온천수에 혼합된 것으로 해석 하였다. Sung *et al.*(2001)에 의한 해운대 온천연구에서는 해운대 온천수의 전기전도도(3,915~6,520 μS/cm)가 비교적 높게 나타났다. 온천수의 용출온도는 40.0~55.1°C로 한반도에서는 비교적 고온형이며 주요 용존 이온은 Na^+, Ca^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} 등이다. 최근 Choi(2005)에 의한 연

구에서도 부산지역 해운대 온천수는 높은 전기전도도(2,570~7,130 μS/cm)를 보이며 온천수의 수온은 33.4~55°C로 과거와 변화가 없다. 또한 Na, Ca, K, F 등의 용존 이온농도가 높으며, 이는 모암인 화강암에서 유래된 것으로 해석되었으며 해수 혼입 영향이 현저하게 나타난 것으로 보고되었다.

마금산온천: 마금산온천은 경상남도 창원시 의창군 북면 신촌리에 위치해있다. 마금산 온천수는 경상누층군의 퇴적암층을 관입한 백악기 화강암과 화산암류에서 용출되고 있다. 마금산온천의 표출온도는 31.2~35.5°C이며, 전기전도도는 750~1,090 μS/cm이다. 주요 용존 이온은 Na^+, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}등이다(Kim and Choi, 1998). 온천수 내의 황산염(SO_4^{2-})은 해수 또는 셰일 등으로 구성된 퇴적암 등의 황화광물의 산화산물로 추정된다. An(2005)에 의한 연구에서 마금산온천의 표출수온은 30.8~49.8°C이다. 주요 용존 이온은 Na^+(92.1~207.2 mg/L), Ca^{2+}(20.9~47.1 mg/L), HCO_3^-(186.1~307.5 mg/L), SO_4^{2-}(19.5~640 mg/L), Cl^-(24.01~240.2 mg/L)이다(Table 3). 이지역 온천수중 상대적으로 낮은 온도와 Cl^-농도가 낮은 온천수는 Ca(Na)-Cl형, 온도가 높고 Cl^-농도가 높은 온천수는 Na-Cl형으로 구분했다. 그리고 온천수 내 SO_4^{2-}의 황 동위원소비는 7~15‰이다. 이처럼 마금산온천은 전형적인 해수 혼입형 온천에 비하여 Na, Cl 이온 농도가 현저히 낮다. 한편 SO_4^{2-}의 이온 농도는 대단히 높다. 이 같은 이온 농도의 특성은 온천수가 직접적인 해수 혼입 영향을 받았다기보다 고기해성퇴적암(퇴적층)에서 용출된 것으로 해석된다. 그러나 최근 Park(2005)는 고기 해안선의 변화에 따라 심부대수층에 해수의 혼입을 제안하고 있다.

변산온천: 변산온천은 전라북도 부안군 변산면에 위치해있는 온천이다. 이 지역은 주로 백악기 산성 화산암류로 이루어져 있으며, 응회암 및 응회암질 화산암으로 구성되어 있고, 일부 유문암질 암석으로 구성되어 있다(Heo, 2005). 변산온천은 우리나라 남한의 해수 혼입형 온천 중 서해안 지역에 가까운 온천이다. 호남 지역에 분포하고 있는 온천은 대부분 온천수의 유출온도가 낮은 온천들이며, Heo(2005)에 의한 연구에서도 변산 온천의 온도가 27.1°C로 보고되었다. 전기전도도도 746 μS/cm로 호남 지역의 다른 온천에서보다 높은 편이며, 주요 용존 이온도 해수 침투의 영향을 받아 Na^+(118 mg/L)와 Cl^-(191 mg/L)농도가 높게 나타나고 있다. SO_4^{2-}의 농도는 21.8 mg/L이며, SO_4^{2-}의 황 동위원소비는 22.4‰로 높은 값을 보인다. 높은 황 동위원소비는 해수의 특징적 원소(Na^+, Cl^-, SO_4^{2-} 등)들의 농도와 온천이 서해안에서 0.5 km 내외에 위치해 있는 것으로 보아 온천수 내 SO_4^{2-}은 해수 기원인 것으로 해석되었다.

북한지역의 해수형 온천: 북한지역에 해수형 온천은 웅진온천, 연안온천, 인흥온천, 룡강온천이 알려져 있다. 각 온천의 특징을 요약하면 다음과 같다(Table 3). **웅진온천**: 북한의 웅진 온천은 황해남도 웅진군 웅진읍 부근에 위치해있다. 이 온천은 유출온도가 106°C로 북한 지역에서 가장 수온이 높은 온천이다. 주요 용존 이온은 Na^++K^+(1854.6 mg/L), Ca^{2+} (27.8mg/L), SO_4^{2-}(115.2 mg/L), Cl^-(2790.0 mg/L)이다. Na^++K^+, Cl^-, SO_4^{2-} 농도가 해수의 값에 가까운 농도를 보여 해수 혼입의 특징이 현저하게 나타나고 있다 (Kim, 1957; Kim, 2007). **연안온천**: 황해남도 배천군 금성리에 위치하는 연안온천은 서해안 해안 평야 지대에서 온천수가 용출하고 있다. 온천수의 수온은 60°C에 달한다. 주요 용존 이온은 Na^++K^+(771.6 mg/L), Ca^{2+}(255.2 mg/L), SO_4^{2-}(110.4 mg/L), Cl^-(1530.0 mg/L)이며, 해수 유입이 많은 식염천이다(Kim, 1957). **인흥온천**: 인흥온천은 함경남도 인흥군 인흥리에 위치해있는 온천이다. 동해안에서 12 km 거리에 있으며 온천수의 수온은 33°C로 북한에서는 낮은 편에 속한다. 온천수 내 주요 용존 이온은 Na^++K^+(1975 mg/L), Ca^{2+}(129 mg/L), Mg^{2+}(145 mg/L), SO_4^{2-}(76 mg/L), Cl^-(3500 mg/L)이며, 해수 유입의 특성을 보이고 있다(Kim, 1957). **룡강온천**: 룡강온천은 해발 5 m의 평안남도 온천군 온천읍에 위치하고 있다. 평양에서 서쪽으로 50 km 서해안에 분포하고 있다. 온천수는 해수가 유입된 식염천이다. 온천수 내 주요 용존 이온은 Na^+ +K^+(5373.7 mg/L), Ca^{2+}(3075 mg/L), Mg^{2+}(634.9 mg/L), SO_4^{2-}(576.0 mg/L), Cl^-(14650 mg/L)이다(Kim, 1957).

7. 안정동위원소 조성

본 연구에서는 온천수의 기원 규명을 위해 산소와 수소, 황 동위원소 비를 분석하였다. 분석 결과는 Table 4와 같다. 석모도 지역 온천수의 동위원소 분석결과 산소 동위원소비($\delta^{18}O$)는 -4.41~-4.47‰ 이고, 수소 동위원소비(δD)는 -32~-33.5‰의 범위이다. 지하수와 지표수의 산소 동위원소비($\delta^{18}O$)는 각각 -7.07~-8.55‰과 -7.89~-8.61‰이며, 수소 동위원소비(δD)는 각각

Table 3. Compiled data of sea water mixing type hot spring waters in the Korean peninsula.

Hot spring	T(°C)	pH	EC (μS/cm)	Major Cations(mg/L)	Major Anions(mg/L)	$\delta^{34}S$ (‰)	Remark	Reference
Seokmodo	43.3~68.6	6.5~6.8	60200~84300	Na^+(5365~7154), Ca^{2+}(3677~4860)	Cl^-(14487~18503), SO_4^{2-}(674~875) HCO_3^-(50.3~128)	23.1~23.5	Sea water mixing type	This study
Haeundae	28.7~53.2	7.7~7.8	3330~11500	Na^+(433~1165), Ca^{2+}(110~479)	Cl^-(1149~3485), SO_4^{2-}(159~382)	-		Kim *et al.*, 1998
	40~55.1	7.3~7.8	3915~6520	Na^+(615~927), Ca^{2+}(335~540)	Cl^-(1041~1654), SO_4^{2-}(107~125)	-		Seong *et al.*, 2001
	33.4~55	7.0~7.3	2570~7130	Na^+(286~921), Ca^{2+}(182~556)	Cl^-(553~2401), SO_4^{2-}(76~143)	-		Choi, 2005
Magumsan	31.2~35.5	7.9	750~1090	Na^+(0.06~0.74), Mg^{2+}(12.6~38)	Cl^-(203~434), SO_4^{2-}(57~113)	-	Sedimentary rock type	Kim *et al.*, 1998
	30.8~49.8	7.4~7.8	551~1489	Na^+(92.1~207), Ca^{2+}(20.9~47.1)	Cl^-(24~240), SO_4^{2-}(19.5~64) HCO_3^-(186~308)	7~15		An, 2005
Byunsan	27.1	8.4	746	Na^+(118), Ca^{2+}(47.6)	Cl^-(191), SO_4^{2-}(21.8) HCO_3^-(107)	22.4	Sea water mixing type	Heo, 2005
Ungjin	106	-	-	Na^++K^+(1854.6)	Cl^-(2790), SO_4^{2-}(115.2)	-	Sea water mixing type	Kim, 1957
Yeonan	60	-	-	Na^++K^+(771.6) Ca^{2+}(255.2)	Cl^-(1530), SO_4^{2-}(110.4)	-		
Inheung	33	-	-	Na^++K^+(1975) Ca^{2+}(129) Mg^{2+}(145)	Cl^-(3500), SO_4^{2-}(76) HCO_3^-(244)	-		
Yonggang	-	-	-	Na^++K^+(5373.7) Ca^{2+}(3075) Mg^{2+}(634.9)	Cl^-(14650), SO_4^{2-}(576) HCO_3^-(83.4)	-		

Table 4. Oxygen, hydrogen and sulfur isotopic compositions of hot spring water, cold groundwater and surface waters from the Seokmodo hot spring area in the Ganghwa province, South Korea.

Sample No.	$\delta^{18}O$(‰)	δD(‰)	$\delta^{34}S$(‰)	Sample No.	$\delta^{18}O$(‰)	δD(‰)	$\delta^{34}S$(‰)
SM 1	-4.41	-32.0	23.5	SMG 14	-8.35	-57.3	-
SM 2	-4.44	-32.8	23.1	SMG 15	-8.36	-57.8	-
SM 3	-4.46	-33.5	23.3	SMG 16	-7.07	-51.7	-
SM 4	-4.47	-32.8	23.1	SMG 17	-8.42	-58.4	-
SMG 1	-8.10	-55.7	-	SMG 18	-8.51	-58.8	
SMG 2	-7.95	-51.54	-	SMG 19	-8.5	-59.2	-
SMG 3	-8.55	-54.58	-	SMG 20	-8.41	-57.8	-
SMG 4	-7.58	-50.24	-	SMG 21	-8.34	-57.5	-
SMG 5	-8.08	-52.06	-	SMSU 1	-8.59	-55.35	
SMG 6	-7.57	-52.16	-	SMSU 2	-7.89	-51.54	
SMG 7	-8.4	-58.4	-	SMSU 3	-8.01	-55.3	
SMG 8	-8.6	-59.6	-	SMSU 4	-7.95	-55.4	
SMG 9	-8.19	-57.1	-	SMSU 5	-8.3	-56.9	
SMG 10	-8.43	-58.9	-	SMSU 6	-8.61	-59.8	
SMG 11	-8.39	-58.6	-	SMSU 7	-8.35	-57.3	
SMG 12	-8.35	-57.7	-	SMS	-1.89	-16.5	20.2
SMG 13	-8.28	-57.4	-				

-: not determined

-51.54~-59.6‰과 -51.54~-59.8‰ 이다. 참고로 이 지역 해수의 산소 동위원소비($\delta^{18}O$)는 -1.89이며, 수소 동위원소비(δD)는 -16.5‰ 이다(Table 4). 이 지역 온천수의 산소, 수소 동위원소비는 지하수, 지표수의 산소, 수소 동위원소비와 석모도 해수의 산소, 수소 동위원소비의 거의 중간 값을 보인다(Fig. 5). 이는 이 지역 해수와 지하수의 혼합 영향 때문인 것으로 해석된다. 대부분의 온천수, 지하수, 지표수의 산소 및 수소 동위원소 조성은 순환수선(meteoric water line, Craig, 1961)에 도시되고 있다(Fig. 5). 분석 결과로부터 얻어진 석모도 지역에 대한 지역적인 순환수선(local meteoric water line)의 관계식은 $\delta D=6.24\delta^{18}O-4.91$ ($R^2=1$) 이다. 열수지역이나 지열지역에서 보일 수 있는 산소편이(oxygen shift) 현상은 나타나지 않는다 (Fig. 5). 이 같은 현상이 나타나는 원인은 온천수가 지하 대수층에서 정체시간이 짧고 천온이 낮아서 물-암석 반응 정도가 낮기 때문으로 해석된다.

우리나라 온천은 대부분 비화산성 온천으로 온천수 내의 SO_4^{2-}의 황의 기원은 높은 황 동위원소비 (>20‰)를 가지는 해운대, 포항 운흥동 온천수를 포함하는 해수 기원형과 낮은 황 동위원소비(<10‰)를 갖는 이천, 온양, 백암 등을 포함하는 화성암 기원형, 그리고 부곡, 수안보, 동래 등을 포함하는 양자 혼합형(10‰<$\delta^{34}S$<20‰)으로 세 가지 형태로 나누어지고 있다(Kim and Nakai, 1981).

Kim and Nakai (1981)는 황 동위원소 연구를 통해 해운대 온천수 중의 SO_4^{2-}의 $\delta^{34}S$값은 +20‰로서 동해의 SO_4^{2-}가 혼합된 것으로, 동래 온천수의 $\delta^{34}S$ 값은 +10~17‰로서 황화광물과 해수의 혼합형으로 해석하였다.

강화 석모도 지역 온천수의 황 동위원소비($\delta^{34}S$)는 23.1‰~23.5‰ 이다. 그리고 석모도 해수의 황 동위원소비 ($\delta^{34}S$)는 20.2‰ 이다. 석모도 지역 온천수의 SO_4^{2-}의 황은 해수에서 유래하였음을 보여주고 있다.

8. 영족기체 동위원소비의 특성

대기, 지구표층, 지구내부에 존재하는 비활성 기체인 영족기체는 대기-해양-지구내부의 물질 순환과정 연구의 유력한 추적자(tracer)의 역할을 하고 있다(Matsuda, *et al.*, 1999; Nagao, *et al.*, 1999; Aka, *et al.*, 2000; Kusakabe, 2003). 특히 헬륨 동위원소비($^3He/^4He$)가 대기와 지각중의 값과 큰 차이가 있으므로 헬륨 동위원소비를 측정함에 따라 맨틀기원이나 맨틀 플룸기원로부터 지구표층부로 나오는 휘발성 원소의 이동과정을 추적할 수 있다.

Park *et al.*(2004)에 의하여 수행된 한반도의 온천수에 대한 영족기체 동위원소비의 특성에 대한 연구에서 맨틀기원 헬륨의 혼입을 보고하였다. 대기, 지각, 맨틀 세 곳을 헬륨가스의 저장소로 가정하고 이를 단성분으

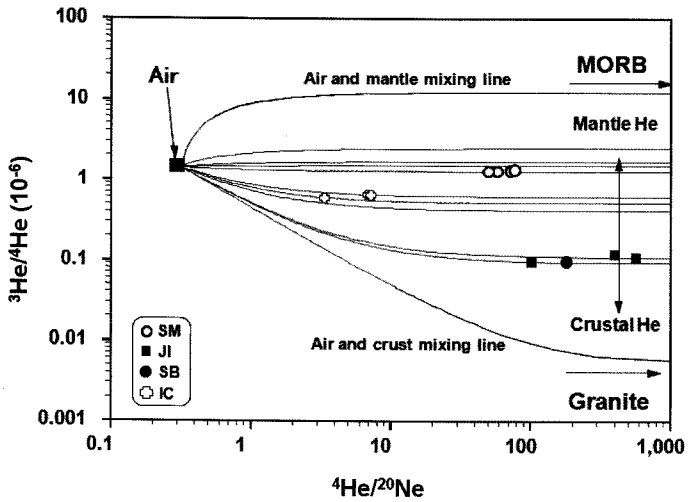

Fig. 6. He and Ne isotopic ratios of the hot spring waters and gases collected from the Seokmodo hot spsring area. SM: Seokmodo hot spring. JI and SB: Pocheon hot spring and IC: Icheon hot spring (Shin, 2006).

Table 5. Isotopic data of He, Ne and Ar of hot spring water samples from the Seokmodo hot spring area in the Ganghwa province, South Korea.

Sample No.	$^4He/^{20}Ne$ (10^{-6})	$^3He/^4He$ (10^{-6})	$^{20}Ne/^{22}Ne$ (10^{-6})	$^{21}Ne/^{22}Ne$ (10^{-6})	$^{38}Ar/^{36}Ar$ (10^{-6})	$^{40}Ar/^{36}Ar$ (10^{-6})
SM 1	72.6	1.266±0.029	9.790±0.0046	0.02913±0.00006	0.18799±0.0004	299.62±0.25
SM 2	58.4	1.253±0.016	9.775±0.0043	0.02905±0.00004	0.18810±0.00036	298.25±0.27
SM 3	50.6	1.243±0.019	9.749±0.0032	0.02904±0.000034	0.18776±0.00032	300.57±0.36
SM 4	78.3	1.299±0.031	9.781±0.0029	0.02905±0.00003	0.18842±0.00030	299.98±0.26

unit : cm^3STP/g

로 한 모델계산에서 석모도 온천수 내 헬륨가스의 헬륨 동위원소비를 Fig. 6에 도시하였다. 석모도 온천수의 $^3He/^4He$ 비는 1.243×10^{-6} 에서 $1.299\times10^{-6}cm^3STP/g$ 이다(Table 5). 온천수 내 헬륨가스의 $^3He/^4He$ 비는 대기기원인 $1.4\times10^{-6}cm^3STP/g$ 값 보다 낮다. 이는 지각 암석 기원 방사선 ^4He의 온천수로의 유입이 우세하였음을 지시한다. $^4He/^{20}Ne$ 비는 지구내부로부터 He 농도에 대한 대기기원 He의 혼합의 정도를 지시하는 지시자로 간주된다. Fig. 6은 대기기원 He, Ne과 상부 맨틀기원($^3He/^4He=11\times10^{-6}cm^3STP/g$, $^4He/^{20}Ne>1000$) 사이의 혼합과 대기와 지각기원($^3He/^4He=5\times10^{-9}$, $^4He/^{20}Ne>1000$)사이의 혼합선을 나타내고 있다. 석모도 온천수 중의 영족기체는 두 단성분의 혼합선(맨틀-대기, 지각-대기)사이에 도시된다. 이는 온천수의 He, Ne 원소가 3개의 단성분 사이에 혼합되어 있음을 의미한다. 석모도 지역 온천수의 He 가스는 이천 지역, 포천 지역 온천수의 He 가스와 다른 기원에서 유래된 것으로 보인다. 석모도 지역 온천수의 He 가스는 맨틀 기원의 헬륨가스가 우세함을 보이고 있다(Fig. 7). 반면 이천 지역은 대기기원의 헬륨가스가 우세하다. 또한 포천 지역은 지각기원의 헬륨가스가 우세함을 보인다. 온천수 내 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 동위원소비는 $298.25\times10^{-6}cm^3STP/g$ (시료번호 SM 2)~300.57×10^{-6} cm^3STP/g(시료번호 SM 3)으로 대기기원의 아르곤을 시사한다.

9. 결 론

석모도 온천지역에서 온천수(4개 시료), 지하수(21개 시료), 지표수(7개 시료), 1개의 해수 시료, 4개의 온천가스 시료에 대하여 현장측정 및 실험실에서의 화학성분, 안정동위원소비 및 영족기체 동위원소비를 분석 연구한 결과는 다음과 같다.

(1) 석모도 지역 온천의 온천수는 pH 6.42~6.77 범위의 약산성이다. 온천수의 유출온도는 43.3~68.6°C로 경기지역 온천수 중에서 표출온도가 가장 높다. 온천수의 전기전도도(60,200~84,300 μS/cm)도 매우 높다.

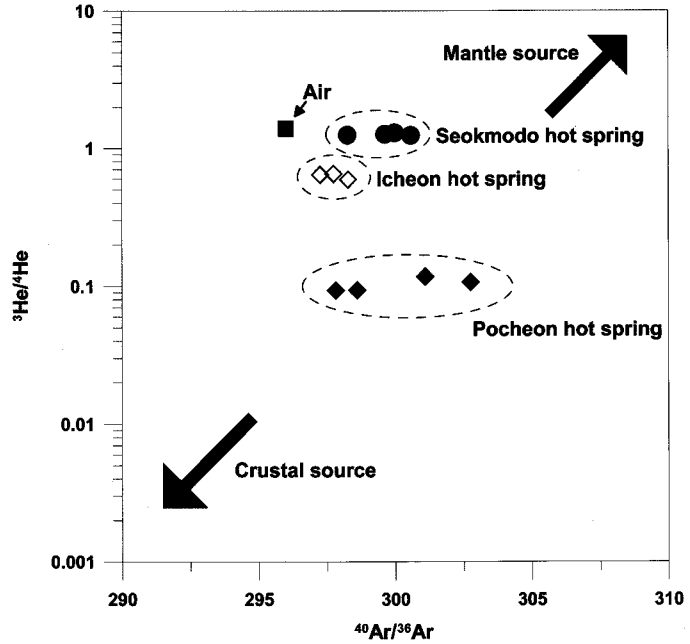

Fig. 7. Plots for $^{40}Ar/^{36}Ar$ versus $^3He/^4He$ ratios of hot spring waters in the Gyeonggi hot spring area.

온천수의 산화-환원전위는 -28.0~-40.0mV로 환원성 환경이다. 한편, 지하수, 지표수는 산화환경 특성을 보인다. 온천수의 화학적 유형은 Na-Ca-Cl형이며, 지하수는 Na(Ca)-HCO_3에서 Na(Ca)-SO_4형의 특징을 보이고, 지표수는 Ca-HCO_3형으로 구분된다.

(2) 온천수에 다량 용존하고 있는 Na, Ca, Mg 등의 양이온은 주로 해수-암석반응에서 유래된 것으로 해석된다. 특히 온천수 내 Ca 이온의 농도는 3,677~4,860 mg/L로 매우 높은 값은 해수-화강암반응에 의한 Na-Ca 교환과 탄산염암, 석고광물 등이 기원으로 고려 될 수 있다. 이문제 규명은 금후 더 많은 연구가 요구된다.

(3) 온천수의 산소 및 수소 안정 동위원소비 ($\delta^{18}O$과 δD)는 각각 -4.47~-4.41‰과 -33.5~-32.0‰의 범위이다. 한편 지하수의 $\delta^{18}O$와 δD는 각각 -8.55~-7.07‰, -59.6~-50.24‰이며 지표수의 $\delta^{18}O$와 δD는 각각 -8.61~-7.89‰, -59.8~-51.54‰의 범위이다. 이들 값은 모두 순환수 기원의 특성을 나타내고 있다. 온천수에 ^{18}O와 ^2H가 부화된 특성은 해수 혼합의 강한 영향을 반영하고 있다.

(4) 온천수의 SO_4^{2-}의 황 동위원소비($\delta^{34}S$)는 23.1~23.5‰의 범위로 이 지역 해수 중의 황산염의 황 동위원소비($\delta^{34}S$=20.2‰)와 유사하다. 따라서 석모도 온천수 중의 SO_4^{2-}의 황(S)은 해수에서 유래 된 것으로 해석된다.

(5) 온천가스의 영족기체 동위원소비 분석 결과 $^3He/^4He$ 동위원소비는 1.243×10^{-6}~1.299×10^{-6} cm^3STP/g이다. 온천수의 $^3He/^4He$ 동위원소비는 대기의 1.4×10^{-6} cm^3STP/g 값 보다 낮은 값을 보이지만 맨틀기원 헬륨이 혼입된 특성을 보이고 있다. 온천수 내 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 동위원소비는 298.25×10^{-6}~300.57×10^{-6} cm^3STP/g 로 대기기원을 시사한다.

사 사

본 연구는 한국과학재단 2004년도 특정기초 (과제번호 R01-2004-000-10759-0)의 연구비로 수행되었다. 본 연구 수행 시에 시료채취에 협력한 도쿄대학 山本征生 박사와 대전대학교 신선호, 박형근, 안상원 최재승, 최기영씨에게 감사한다. 그리고 원고를 세심하게 읽고 유익한 정보를 제공해준 고려대학교 윤성택 교수와 자세하고 건설적인 비평을 해주신 익명의 두분 심사위원께도 깊이 감사한다. 또한 광해방지사업단 이진수 박사의 원고 검토와 도움에도 고마움을 전한다.

참고문헌

Aka, F. T., Kusakabe, M., Nagao, K. and Tanyileke, G. (2000) Noble gas isotopic compositions and water/gas

chemistry of soda springs from the island of Bioko, So Tom and Annobon, along with Cameroon volcanic line, West Africa. App. Geochem., v. 16, p. 323-338.

An, S. W. (2005) Hydrogeochemistry, stable and helium gas isotope of hot spring waters in the Bugok-Magumsan area. MS thesis, Daejeon University, 68p.

Chae, G. T., Yun, S. T., Kim, K. and Mayer, B. (2006) Hydrogeochemistry of sodium-bicarbonate type bedrock groundwater in the Pocheon spa area, South Korea: water-rock interaction and hydrogic mixing. Jour. Hydrol., v. 321, p. 326-343.

Choi, H. G. (2005) Hydrogeochemical and isotopic studies of hot spring waters in the eastern hot spring areas of the Korean peninsula. MS thesis, Ewha Womans University, 71p.

Choi, H. S., Koh, Y. K., Bae, D. S., Park, S. S. Hutcheon, I. and Yun, S. T. (2005) Estimation of deep reservoir temperature of CO2-rich springs in Kangwon district, South Korea. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., v. 141, p. 77-89.

Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric water. Science, v. 133, p. 1702-1703.

Heo, H. S. (2005) Hydrogeochemistry and noble gas geochemistry of hot spring waters in the Honam area. MS thesis, Ewha Womans University, 59p.

Jeong, J. G., Suh, M. C., Kim, K. S. and Hwang, H. J. (1997) Characterization on the geological structures and geothermal gradient distribution in the Yusong area. Jour. Engin. Geol. v. 7, p. 173-189.

Kim, G. Y., Koh, Y. K., Choi, H. S., Kim, C. S. and Bae, D. S. (2000) Mineralogy and geochemistry of carbonate precipitates from CO_2-rich water in the Jungwon area. J. Miner. Soc. Korea, v. 13, p. 22-36.

Kim, K. H. and Nakai, N. (1981) A study on hydrogen, oxygen and sulfur isotopic ratios of the hot spring waters in South Korea. Chikyugagak v. 15, p. 6-16.

Kim, K. H. and Choi, H. J. (1998) A geochemical study on the thermal water and groundwater in the hot spring area, South Korea. Jour. Korean Earth Sci. Soc., v. 19, p. 22-34.

Kim, K. H. (2007) A hot spring of Korea. Ewha Womans University Press, 238p.

Kim, H. J. (1957) Mineral springs in North Korea. Science Institute, DPRK.

Koh, Y. K., Kim, C. S., Bae, D. S. and Lee, D. I. (2000) Hydrochemistry and environmental isotope studies of the deep groundwater in the Munkyeong area. Econ. Environ. Geol., v. 33, p. 469-489.

Koh, Y. K., Kim, S. Y., Kim, C. S., Kim, G. Y. and Choi, H. S. (2001a). Geochemical evolution of the Bugok geothermal waters. Proceedings of Annual Meeting, Korea Soc. Econ. Environ. Geol. p. 400-403.

Koh, Y. K., Yun, S. T., Kim, C. S., Bae, D. S. and Park, S. S. (2001b) Geochemical evolution and deep environment of the geothermal waters in the Bugok area: Reconsideration on the origin of sulfate-type geothermal water. Econ. Environ. Geol., v. 34, p. 329-343.

Koh, Y. K., Kim, G. Y., Kim, C. S., Bae, D. S. and Sung, K. Y. (2003) Deep environment of Dongrae hot spring water. Jour. Groundwater, Proceedings of Annual Meeting of Korea Soc. Soil Environ. p. 583-586.

Kusakabe M., Ohwada M., Satake H., Nagao K. and Kawasaki I. (2003) Helium isotope ratio and geochemistry of volcanic fluids from the Norikura volcanic chain, Central Japan: Implications for crustal structures and sismicity. Econ. Geologists, v. 10, p. 75-89.

Lee, J. R. (2003) Hydrogeological characteristics of the Whasoon hot spring area. MS thesis, Pusan University, 87p.

Lee, J. U., Chon, H. T. and John, Y. W. (1997) Geochemical characteristics of deep granitic groundwater in Korea. Jour. Korean Soc. Groundwater Environ., v. 4, p.199-211.

Lee, S. G., Kim, T. K., Lee, J. S. and Song, Y. H. (2006) Rb-Sr Isotope geochemistry in Seokmodo granitoids and hot spring, Gangwha: An application of Sr isotope for clarifying the source of hot spring. Jour. Petrol. Soc. Korea, v. 15, p. 60-71.

Matsuda, J., Amari, S. and Nagao, K. (1999) Purely physical separation of a small fraction of the Allende meteorite highly enriched in noble gases. Meteoritics and Planet. Sci., v. 34, p. 129-136.

Na, C. K., Lee, M. S., Lee, I. S., Park, H. Y. and Kim, O. B. (1997) Hydrochemical and isotopic properties of the thermal spring water from Chonju Jukrim district, Korea. Econ. Environ. Geol., v. 30, p. 25-33.

Nagao, K., Okazaki, R., Sawada, S. and Nakamura, N. (1999) Noble gases and K-Ar ages of five Rumuruti chondrites Yamato(Y)-75302, Y-791827, Y-793575, Y-82002, and Asuka-881988. Antarct. Meteorite Res., v. 12, p. 81-93.

Nordstorm, D. K., Ball, J. W., Donahoe, R. J. and Whittemore, D. (1989). Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 53, p. 1727-1740.

Park, J. S., Sumino, H., Nagao, K., Jeong, C. H., Hur, S. D., Lee, J. I., Kim, K. H., Koh, Y. K. and Park, C. H. (2004) Noble gas geochemistry of hot spring waters and gases in Korean Peninsula. Proceedings of Annual Meeting Geol. Soc. Korea, p. 50-51.

Park, S. S. (2005) Hydrogeochemical studies on the origin and geochemical environments of thermal groundwaters in Bugok and Magumsan area, Southern Korea. PhD thesis, Korea University, 151p.

Park, S. S., Yun, S. T. Chae, G. T., Hutcheon, I., Koh, Y. K., So, C. S. and Choi, H. S. (2006) Temperature evaluation of the Bugok geothermal system, South Korea. Geothermics, v. 35, p. 448-469.

Shin, S. H. (2006) Hydrochemistry, stable isotope and helium gas isotope of hot spring waters in the Gyeonggi area. MS thesis, Daejeon University, 65p.

Shim, U. J. (1990) Petrological study on granitic bodies in the Seokmoto and southern part of the Kanghwado. MS thesis, Yonsei University. 221p.

Sung, K. Y., Park, M. E., Koh, Y. K. and Kim, C. S. (2001) Evolution and origin of the geothermal waters in the Busan area, Korea: I. Cooling and dilution by groundwater mixing after heated seawater-rock interaction. Econ. Environ. Geol., v. 34, p. 447-460.

Yun, S. T., Koh, Y. K., Kim, C. S. and So, C. S. (1998a) Geochemistry of geothermal waters in Korea: Environmental isotope and hydrochemical characteristics

I. Bugok area. Econ. Environ. Geol., v. 31, p. 185-199.
Yun, S. T., Koh, Y. K. Choi, H. S., Youm, S. J. and So, C. S. (1998b) Geochemistry of geothermal waters in Korea: environmental isotope and hydrogeochemical characteristics. II. Jungwon and Munkyeong areas. Econ. Environ. Geol., v. 31, p. 201-213.

2007년 8월 13일 원고접수, 2007년 12월 20일 게재승인.