

## 부곡 지열수의 심부환경과 지화학적 진화: 유황형 지열수의 생성과정 재해석

고용권<sup>1\*</sup> · 윤성택<sup>2</sup> · 김천수<sup>1</sup> · 배대석<sup>1</sup> · 박성숙<sup>2</sup>

<sup>1</sup>한국원자력연구소, <sup>2</sup>고려대학교 지구환경과학과

## Geochemical Evolution and Deep Environment of the Geothermal Waters in the Bugok Area: Reconsideration on the Origin of Sulfate-type Geothermal Water

Yong-Kwon Koh<sup>1\*</sup>, Seong-Taek Yun<sup>2</sup>, Chun-Soo Kim<sup>1</sup>, Dae-Seok Bae<sup>1</sup> and Seong-Sook Park<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Korea Atomic Energy Research Institute, Daejeon 305-600, Korea

<sup>2</sup>Dept. Earth & Environ. Sci., Korea University, Seoul 136-701, Korea

The deep environment and geochemical evolution of the Bugok geothermal waters, located in the Kyeongnam Province, was re-interpreted based on the hydrochemical and isotopic data published by Yun *et al.* (1998). The geothermal waters of the Bugok area is geochemically divided into three groups: Geothermal water I, II and III groups. Groups I and II are geochemically similar: high temperature (55.2~77.2°C) and chemically belonging to Na-SO<sub>4</sub> types. However, pH and Eh values are a little different each other and Group II water is highly enriched in SO<sub>4</sub> compared to Group I water. Group III water, occurring from peripheral sites of the central part of the geothermal waters, shows temperature range of 29.3 to 47.0°C and belongs to Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> types. The deep environment and geochemical evolution of the Bugok geothermal waters, showing the diversity of geochemistry, can be interpreted as follows: 1) Descending to great depth of meteoric waters that originated at high elevation and reacting with sediments and/or granites in depth. The SO<sub>4</sub> concentration of the waters has been increased by the dissolution of sulfate minerals in sediments. 2) During the continuous descending, the waters has met with the reduction environment, producing the H<sub>2</sub>S gas due to sulfate reduction. The waters has been heated up to 130°C and the extent of water-rock reaction was increased. At this point, pH of waters are increased, SO<sub>4</sub> concentration decreased and calcite precipitated, therefore, the waters show the Na-SO<sub>4</sub> type. 3) Ascending of the geothermal waters along the flow path of fluids and mixing with less-deeply circulated waters. The SO<sub>4</sub> concentration is re-increased due to the oxidation of H<sub>2</sub>S gas and/or sulfide minerals in sediments. During continuous ascending, these geothermal waters are mixed with shallow groundwater.

**Key words:** geothermal water, deep environment, geochemical evolution, water-rock reaction, reduction

국내에서 가장 높은 용출온도를 보이는 경남 부곡 지열수에 대하여 Yun *et al.*(1998)에 의하여 기존에 발표된 수리 화학 및 동위원소 자료를 토대로 지열수의 심부환경과 지화학적 진화과정을 재해석하였다. 부곡 지열수는 지화학적 특성에 따라 3가지 유형으로 구분되어 진다(지열수 I, II, III형). 지열수 I형과 II형은 높은 온도(55.2~77.2°C)를 보이며, 화학적으로 Na-SO<sub>4</sub>형에 속하지만, pH와 Eh가 다소 차이가 나며, SO<sub>4</sub> 함량이 크다는 것이 특징이다. 지열수 중 심지역으로부터 외곽부에서 산출되는 지열수 III형은 29.3~47.0°C의 용출온도를 보이며, Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>형을 나타낸다. 지열수 I형에 대하여 다성분계 지질온도계의 적용결과는 심부저장지의 온도가 115~130°C인 것으로 추정되었다. 다양한 지화학적 특성을 보여주는 부곡 지열수의 지화학적 진화과정은 다음과 같이 해석될 수 있다. 첫째, 부곡지역보다 높은 지형에서 함양된 지하수가 심부로 순환하게 되면서, 퇴적암 또는 심부의 화강암과 물-암석 반응이 진행된다. 이때 퇴적층에 함유되어 있던 황산염 광물의 용해반응으로 지하수는 다량의 SO<sub>4</sub>를 함유하게 된다. 둘째, 지하수가 계속 심부로 순환하는 과정에서 환원환경에 접하게 되어 H<sub>2</sub>S가 생성되고, 심부열원에 의하여 약 130°C까지 가열되어 규산염광물과의 반응정도가 높아진다. 이 때 pH는 상승하고 SO<sub>4</sub>함량은 감소하게 되며, 방해석이 침전조건에 놓이게 됨

\*Corresponding author: nykkoh@kaeri.re.kr

로써, 결국 지열수는  $\text{Na-SO}_4$ 형을 띠게 된다. 셋째, 이렇게 형성된 지열수가 유동로를 따라 상승하는 과정에서 덜 깊게 순환하는 지하수와 혼합과정을 거치게 된다. 지열수와 혼합되는 지하수는 퇴적층내 황철석의 산화반응에 의해 다량의  $\text{SO}_4$ 를 함유한 것으로 사료된다. 이렇게 형성된 지열수는 계속 상승하면서 천부환경의 지하수와 혼합되어 부곡지역내 다양한 지하화 특성을 보이는 지열수를 형성하게 된다.

**주요어:** 지열수, 심부환경, 지하학적 진화과정, 물-암석반응, 환원작용

## 1. 서 론

국내에는 현재 100여개 이상의 온천지구가 개발되었으나, 국내 지열수에 대한 연구는 주로 온천자원조사의 일환으로 수행되어, 온천수의 부존량 및 수온 등과 관련된 수리학적 특성에 관한 내용이 주를 이루고 있으며, 단편적인 수질특성만이 제시되는 경우가 대부분이다. 또한 지열자원에 대한 탐사와 개발과 관련하여 지열류량에 대한 연구가 수행된 바 있지만(정봉일, 1983; 한옥과 김영석, 1996; Kim, 1985), 이들 결과들은 국내 지열수에 대한 전반적인 특성만을 다루어 지역적으로 다양한 특성을 보이는 국내 지열수에 대한 심도깊은 연구는 미흡한 실정이다. 지열자원에 대한 평가와 관련하여 심부 저장지의 온도 및 심부환경에서의 물-암석 반응에 대한 해석을 위해서는 수리화학 및 동위원소 연구가 매우 유용하게 활용되지만, 국외의 경우와는 달리 국내 지열수에 대한 지하학적 연구는 일부 지열수 지역에 국한되어 수행된 바 있다(Koh *et al.*, 1994; 윤성택 등, 1998; 고용권 등, 2000; 김진영 등, 2000). 그러나, 일부 지열수 지역에 대한 수리화학 및 동위원소 연구결과들도 지하학적 특성만을 제시하고, 국내 지열자원의 활용에 직접적으로 적용될 수 있는 지열수의 심부환경 및 지열수의 형성과정 등을 명확하게 제시하지는 못하고 있다. 본 연구에서는 Yun *et al.*(1998)에 의하여 지열수에 대한 수리화학 및 동위원소 연구결과가 비교적 체계적으로 수행된 바 있는 부곡지역 지열수에 대하여 지하학적 심부환경을 재해석하고자 하였다.

국내에서 가장 높은 용출온도(약  $77^\circ\text{C}$ )를 보이는 부곡 지열수는 높은 pH를 보이며  $\text{H}_2\text{S}$ 를 함유하고 있는 것이 특징이고, 화학적으로  $\text{Na-SO}_4$ 형에 속한다. 기존 지하화 및 동위원소 연구 결과(Yun *et al.*, 1998)에 의하면, 부곡 지열수는 심부로 순환하는 지하수가 심부 열원에 의해 가열된 후, 열수기원의 황철석과 경상계 진동층에 함유되어 있는 황철석과의 산화반응에 의해 다량의  $\text{SO}_4$ 를 함유하게 되었으며, 주변 모암과의 반응에 의하여 지하학적으로 형성된 것으로 해석하고 있다.

그러나, 이러한 해석은 부곡 지열수의 현장측정자료, 화학특성, 동위원소 결과 및 지질환경 등과 부합되지 않는 부분이 있다. 특히, 부곡 지열수의 주요 이온인  $\text{SO}_4$ 의 기원을 황철석의 산화작용으로 해석하고 있다. 이러한 반응은 지열수의 pH를 낮추는 역할을 하므로, 부곡 지열수의 높은 pH(8.1~10.0)를 타당하게 설명할 수 없다. 더욱이 부곡 지열수에 특징적으로 존재하는  $\text{H}_2\text{S}$ 는 황철석의 산화 반응만으로는 그 기원을 적절하게 해석할 수 없으며, 나아가 다양하고 넓은 범위의 값을 갖는 지열수의 황동위원소 조성 역시 열수 및 퇴적 기원 황철석의 단순한 산화 반응만으로는 설명하기가 어렵다. 따라서, 수리지구화학 및 환경동위원소 자료에 적절히 부합되는 지열수 생성과정(성인)을 재해석할 필요성이 제기되었다.

본 연구에서는 Yun *et al.*(1998)에 의해 발표된 지하화 및 동위원소자료를 재해석하여, 부곡 지열수의 생성과정을 다시 고찰하고, 주변지질조건에 부합되는 유형 지열수의 성인 모델을 제시하고자 하였다. 이를 위해 부곡 지열수를 재분류하였으며, 기존 부곡 지열수에 대한 연구에서 적절치 못하게 해석된 지열수의 pH,  $\text{H}_2\text{S}$ 의 존재 및 황동위원소 조성을 타당한 지하화 반응이 적용될 수 있게 재해석함으로써 부곡 지열수의 형성과정에서 수반되는 물-암석 반응 및 심부환경을 해석하고자 하였다.

## 2. 지질환경

부곡지역의 지질특성은 기존 지열수의 수리화학 및 동위원소 특성연구 문헌에 기재되어 있지만(Yun *et al.*, 1998), 지질환경은 부곡지열수의 지하학적 특성을 결정짓는 물-암석반응을 해석하는데 있어서 중요한 역할을 하므로, 본 논문에서는 부곡지역 지질특성을 보다 상세히 살펴보았다. 부곡지역의 지질은 경상계 하양층군 진동층이 대부분을 차지하며, 지열수 지역 동측부에는 유천층군의 주산 안산암이 부정합으로 피복되어 있고, 지질도상에는 기재되어 있지 않지만 북측과 남측에는 대규모의 백악기 흑운모 화강암이 관입되어 있다(Fig. 1).

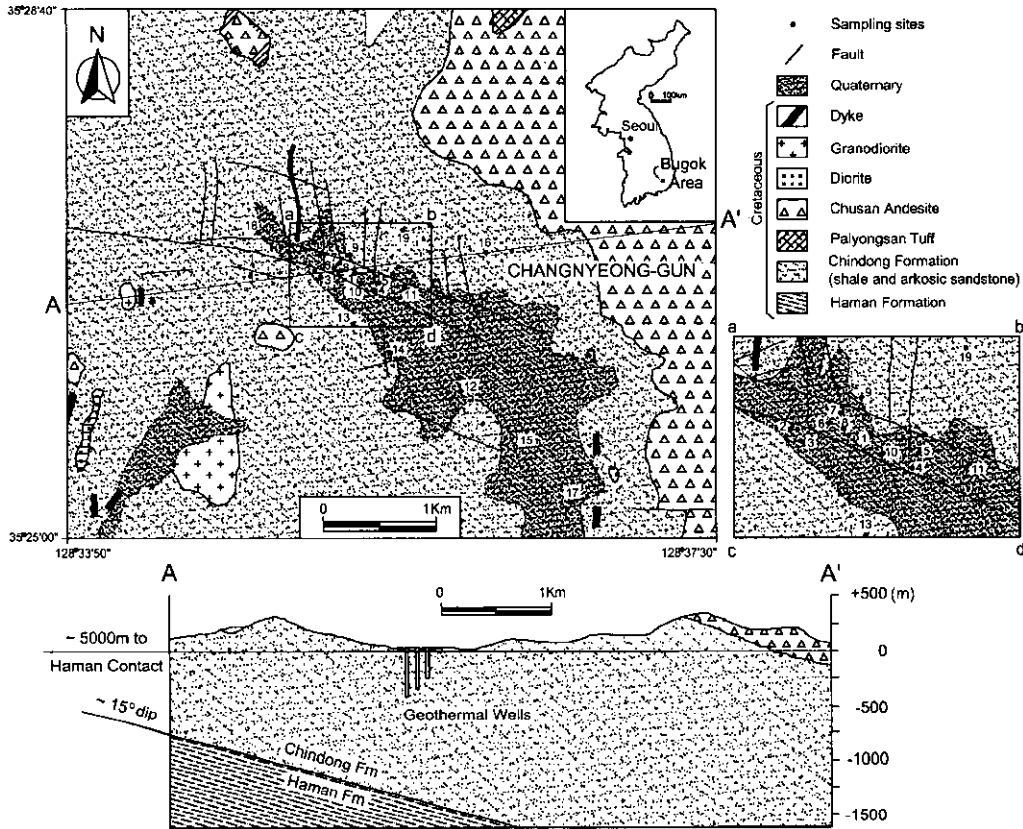


Fig. 1. Geologic map and geologic section of the Bugok geothermal area. Sampling locations are indicated by arabic figures.

진동층(층후 약 1,500 m)은 알코스 사암과 육성 셰일로 구성되며 옹회암질 또는 탄산암질 셰일이 협재되어 있다. 알코스 사암은 진동층 상부에 발달하며, 주로 석영, 장석 및 안산암질 세편으로 구성되며, 소량의 사장석(oligoclase)을 함유한다. 이 외에 각섬암 탄질물과 철광물이 협재한다(김남장과 이흥규, 1964). 진동층 하부는 암회색 또는 녹회색 셰일 및 사질 셰일이 주를 이루고, 이 중 흑색 셰일이 우세하여 하부 함안층과 뚜렷하게 구별된다. 함안층은 최하부를 제외하고는 두꺼운 사암이나 역암을 포함하지 않는 자색 이암이 연속적으로 나타나고, 이암은 세립 사암/이막(mud-drape) 단위층들의 연속인 경우가 많다. 세립 사암은 사층리되고 이막면은 연흔, 건열, 생흔 등이 포함된 것이 특징이다(김남장과 이흥규, 1964).

기존 문헌에 따르면 진동층과 함안층을 포함하는 하양층군의 퇴적환경은 지반이 비교적 안정된 상태였으며, 이에 따라 화산 활동은 그리 활발한 편이 아니었다. 기후조건의 경우 하양층군 퇴적중기 때보다는 퇴적말기인 진동층과 함안층 형성시기에는 비교적 습윤

하여져 호수환경이 확장된 상태였으나, 전반적으로 건조한 기후가 지배적 환경이었으며, 특히 건기와 우기가 교호되는 기후조건이 발달하는 가운데 일부 지역은 증발기원광물이 형성될 정도로 건조한 기후가 발달하였다(백인성 등, 2000).

주산 안산암질 암석은 부곡지역 동측부에 발달되어 있고, 안산암, 휘석 안산암, 각력 안산암 등으로 구성되며, 산상은 용암류, 관입암체, 암상 등으로 다양하게 나타난다. 주로 사장석(oligoclase-andesine), 휘석, 각섬석과 소량의 석영과 함철광물로 구성되며, 장석과 휘석은 대부분 변질되어 녹니석 및 방해석화 되어 있다. 섬록암과 화강섬록암은 진동층내에 암주상으로 발달하여 있으며, 주로 사장석(oligoclase-labradorite), 각섬석, 석영과 소량의 흑운모로 구성된다(김남장과 이흥규, 1964). 부곡 지열수의 약 450 m 심도를 갖는 시추공으로부터 채취된 지질시료에서는 암맥류와 화강암류가 확인된 바 있다.

부곡지역에는 전반적으로 남북과 북동방향의 수직 절리 및 단층이 발달하며, 남북방향의 단층은 동서방

Table 1. Physicochemical data of water samples from the Bugok geothermal area (modified from Yun *et al.*, 1998).

Sample no.	Sampling Date	Drilling Depth (m)	Temp. (°C)	pH	Eh (mV)	EC (µS/cm)	TDS (mg/L)	Log PCO <sub>2</sub> * (atm)	Na	K	Mg	Ca	SiO <sub>2</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub> *	CO <sub>3</sub> *	NO <sub>3</sub>	F
<i>Thermal water I</i>																			
B1	Aug-95	250	75.5	8.57	86.5	415.2	361	-3.50	78.0	5.0	0.0	3.8	81.3	11.6	123.0	53.4	2.0	0.1	2.5
B1'	Jun-94	250	77.2	8.69	86.6	453.1	337	-3.69	75.1	3.6	0.2	4.3	72.7	8.2	123.6	44.3	2.2	0.1	2.5
B2	Aug-95	275	66.7	8.90	76.2	362.5	355	-3.89	77.0	6.1	0.0	3.2	83.4	8.8	116.0	53.7	4.2	0.1	2.6
B3	Aug-95	375	55.2	8.83	90.3	369.5	362	-3.80	76.0	4.6	0.2	6.2	79.2	8.4	113.0	68.0	4.1	0.1	2.3
<i>Thermal water II</i>																			
B4	Aug-95	350	64.1	8.29	120.6	635.1	516	-3.35	110.0	9.8	0.1	18.0	66.3	20.3	240.0	49.4	1.0	0.1	1.3
B4'	Jun-94	350	65.3	8.50	100.7	539.7	403	-3.47	90.5	4.9	0.1	8.7	62.0	14.4	159.5	58.7	1.8	0.1	2.0
B5	Aug-95	350	59.9	8.69	96.6	418.3	351	-3.83	84.0	5.2	0.0	5.7	64.2	23.9	121.0	43.3	2.0	0.1	1.6
B6	Aug-95	350	60.6	8.25	132.6	462.2	349	-3.10	65.0	6.1	1.9	12.0	53.5	19.2	103.0	83.2	1.4	2.3	1.1
B7	Aug-95	240	72.3	8.24	123.9	532.4	451	-3.16	100.0	6.9	0.1	12.0	70.6	15.9	185.0	58.0	1.1	0.1	1.4
B8	Aug-95	300	73.1	8.23	121.8	511.5	440	-3.24	95.0	6.5	0.0	11.0	77.0	12.9	188.0	46.6	0.8	0.1	1.9
B9	Aug-95	400	76.7	8.33	116.8	493.6	433	-3.36	91.0	6.0	0.0	13.0	77.0	12.9	188.0	41.7	0.9	0.1	2.1
B10	Aug-95	400	71.6	8.14	126.3	482.5	410	-3.02	90.0	6.5	0.0	8.2	68.5	22.2	147.0	65.3	0.9	0.1	1.4
B10'	Jun-94	400	71.6	9.02	63.1	507.6	357	-4.17	81.9	3.9	0.2	6.7	66.3	11.3	145.8	34.7	3.7	0.1	2.3
<i>Thermal water III</i>																			
B11	Aug-95	420	32.7	9.98	32.8	292.1	237	-5.36	65.0	0.8	0.0	1.1	36.4	17.8	55.0	36.7	22.7	0.1	1.5
B11'	Jun-94	420	33.8	9.74	35.6	334.3	234	-5.06	60.5	0.5	0.2	2.6	42.1	18.6	50.9	41.9	15.1	0.1	1.6
B12	Aug-95	325	29.3	9.52	61.0	310.5	255	-4.81	72.0	0.6	0.1	3.0	27.8	21.3	71.0	48.1	9.7	0.2	1.2
B12'	Jun-94	325	28.8	9.56	46.7	337.5	219	-4.78	58.3	0.5	0.2	3.1	25.7	20.3	47.3	51.7	10.2	0.1	1.7
B13	Aug-95	450	45.4	9.34	64.3	361.5	280	-4.55	67.0	2.5	0.0	7.6	42.8	24.7	80.0	46.1	7.9	0.1	1.0
B13'	Jun-94	450	47.0	8.95	79.6	362.2	250	-4.09	58.3	1.6	0.1	4.8	40.6	22.2	65.5	52.0	3.6	0.1	1.2
B14	Aug-95	100	39.8	9.42	63.3	342.3	288	-4.53	75.0	1.3	0.1	6.2	38.5	32.0	60.0	62.6	12.0	0.1	0.7
<i>Groundwater &amp; Surface water</i>																			
B15	Aug-95	80	19.3	7.63	160.9	472.5	357	-2.43	28.0	1.6	7.9	54.0	23.5	27.5	41.0	169.8	0.4	3.0	0.2
B15'	Jun-94	80	19.8	7.74	156.9	396.4	325	-2.55	18.0	1.1	8.5	48.0	20.5	22.8	36.6	163.5	0.5	5.5	0.2
B16	Aug-95	150	24.0	7.65	162.7	402.2	295	-2.43	11.0	0.9	9.6	47.0	23.5	13.3	15.0	166.5	0.4	8.0	0.1
B17	Aug-95	310	16.2	7.63	166.1	433.5	340	-2.52	15.0	1.3	11.0	57.0	25.7	35.0	14.0	142.8	0.3	38.3	0.1
B18	Aug-95	230	33.3	7.99	144.0	385.6	280	-2.81	22.0	1.4	3.8	43.0	30.0	9.9	33.0	134.3	0.9	1.1	0.2
B18'	Jun-94	230	25.3	7.86	149.7	318.6	272	-2.65	9.2	1.0	5.4	47.0	21.4	5.1	19.6	159.5	0.7	3.4	0.1
B19	Aug-95	-	22.8	7.82	154.4	334.8	232	-2.70	7.0	0.6	8.4	39.0	15.8	3.1	24.0	133.5	0.5	0.1	0.1
B19'	Jun-94	-	18.5	8.20	130.8	282.4	252	-3.05	7.3	0.5	10.5	40.0	12.0	2.5	24.4	151.4	1.2	1.9	0.1

\* Calculated from measured alkalinity and pH data, using computer code SOLVEQ (Reed, 1982).

향의 단층에 의해 교란되고 있는 점으로 보아 동서방향의 단층이 후기에 일어났을 것으로 사료된다(황상기와 윤옥, 1993). 또한, 이러한 단열들은 방해석과 석영맥에 의해 충전되어 있고, 마치 단층 각력과 같이 불규칙하게 모암편을 함유하고 있는데, 이는 고열에 의한 유체압에 의해 형성된 것으로 해석한 바 있다(황상기와 윤옥, 1993).

### 3. 연구방법

본 연구를 위하여 부곡 지역 지열수에 대하여 1994년과 1995년에 수행된 수리화학 및 동위원소자료(19개 지점 29개시료)를 이용하였으며(Yun *et al.*, 1998), 각 지열수 및 지하수의 시료에 대한 지화학특성 해석을 용이하게 하기 위하여 시료명을 재명명하였다(Table 1 and Fig. 1). 시료채취 및 분석방법은 기존 문헌에 기재되어 있다(Yun *et al.*, 1998). 열역학적 계산은 기존 문헌과 동일하게 SOLVEQ(Reed, 1982)를 사용하였으나, 새로이 갱신된 열역학자료(SOLTHERM.DAT)를 이용하였다. SOLTHERM.DAT의 화학종에 대한 열역학자료는 SLOP98(available at <http://zonvark.wustl.edu/geopig>)를 토대로 구성되었으며, 광물종에 대하여 Holland and Powell(1998)의 열역학자료가 주로 이용되었다.

### 4. 현장측정자료 및 수리화학특성

부곡지역에서 기존에 조사된 지열수, 지하수 및 지표수의 현장측정 자료 및 화학특성자료는 Table 1에 재정리되어 있다. 부곡지역에서 산출되는 자연수는 용출온도 및 시료채취 지점에 따라 크게 3가지로 분류한 바 있다(Groups I, II and III; Yun *et al.*, 1998). 이에 따르면, 지열수는 2가지 유형(Groups I and II)으로 구분하고, 지열수 지역을 중심으로 주변에서 산출되는 지하수를 Group III로 구분하였다. 또한 Group I은 수리화학 특성 및 기원에 따라 다시 두 가지 유형으로 세분(Groups Ia and Ib)하였다. 본 논문에서는 온도 및 수리화학 특성에 근거하여 분류한 것과 동일하지만, 지화학적 해석을 용이하게 하기 위하여 부곡지역에서 산출되는 자연수를 용출온도에 따라 크게 지열수와 지하수로 구분하고, 지열수는 온도 및 지화학특성에 따라 3가지 유형(지열수 I, II, III형)으로 구분하였다. 특히, 기존 분류에 의한 부곡 지열수 Group Ia와 Ib는 유사한 산출온도를 보이지만, 기타 현장측정 자료, 수리화학 및 동위원소 특성이 매우 다르므로, 별도의 유형으로 분류하였다. 기존문헌(Yun *et al.*, 1998)의 분류와 비교한다면, Groups Ia와 Ib는 각각 지열수 I형과 II형에 해당되며, 기존의 Group II는 지열수 III형에 상응한다. 용출온도가 낮은 지하수 및 지

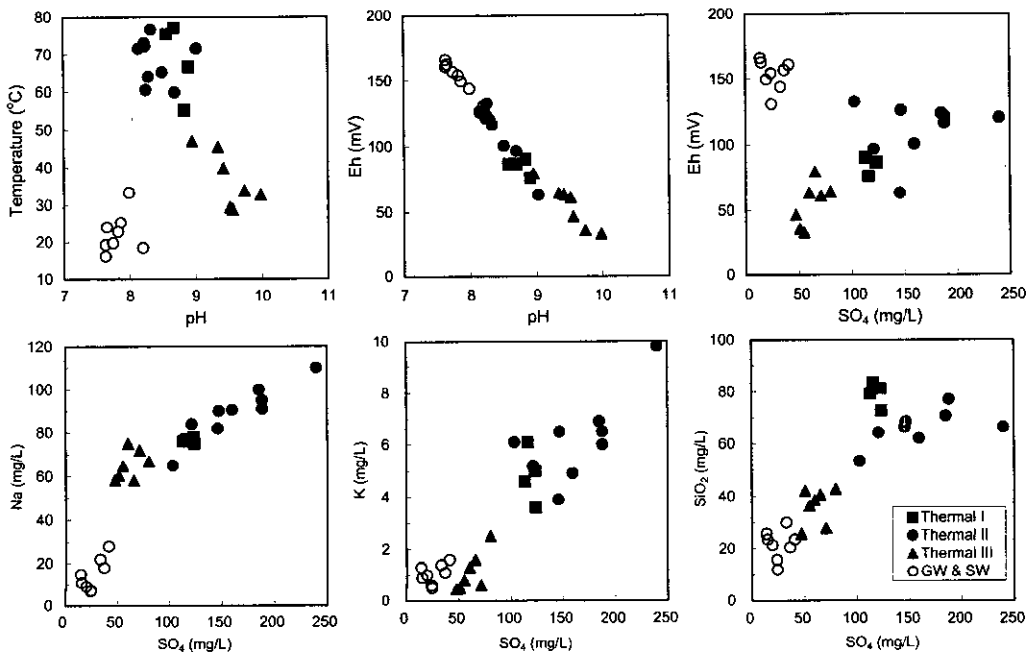


Fig. 2. Relationship between in-situ data and chemical compositions of water samples from the Bugok area.

표수를 포함하는 Group III는 본 논문에서는 그대로 지표수와 지하수로 표기하여 해석하였다(Table 1).

지열수 I형과 II형은 유사한 높은 용출온도(55.2~77.2°C)를 보이지만, pH, Eh, EC등과 화학특성은 다소 차이가 남을 알 수 있다(Table 1 and Fig. 2). 지열수 II형은 지열수 I형에 비해 전반적으로 pH가 낮으며 산화-환원전위는 상대적으로 높게 나타나고, 전기전도도가 높은 것이 특징이다. SiO<sub>2</sub> 함량을 제외하고는 대부분 주요 화학종(Na, K, Ca, SO<sub>4</sub>, Cl)들은 지열수 I형 보다는 지열수 II형에 부화되어 있다. 특히, 지열수 II형에서는 SO<sub>4</sub>함량(up to 240 mg/L)이 크게 높게 나타나는 것이 특징이다. 비록 지열수 I형과 II형은 유사한 용출온도를 보이지만, 기타 현장측정자료와 화학특성자료는 지열수 I형과 II형은 상이한 지화학 반응을 거쳐 형성되었음을 시사한다. 지열수 III형은 28.8~47.0°C의 용출온도를 보이며, 높은 pH(8.95~9.98)와 낮은 산화-환원전위(-167~-120 mV)를 보인다. 지열수 III형의 주요이온의 함량은 대부분 지열수 I형 및 II형과 주변 지하수의 중간 값을 보이고 있다.

현장측정자료와 화학특성의 상관관계로부터 부곡지역에서 각 유형의 물시료에 대한 물리·화학적 특성자료가 의미하는 것을 살펴보았다(Fig. 2). 지열수들의 온도와 pH의 상관관계는 온도가 감소할수록 pH는 증가하는 부의 상관관계를 보여준다(Fig. 2). 일반적으로 지하수의 순환과정에서 지하수는 탄산염 또는 규산염 광물과 반응하게 되어 지하수의 pH는 상승하게 된다. 즉, 더욱 깊게 순환하는 지하수의 pH는 천부지하수에 비해 알칼리성을 띠게 된다. 지열의 기원이 지하 심부임을 감안하면, 지열수의 pH는 천부지하수에 비해 높은 pH를 보여주는 것이 일반적이다. 그러나 온도와 pH의 상관관계에서 부의 관계를 보여주는 부곡 지열수들은 심부 물-암석반응 환경이 다소 특이한 조건이었음을 시사한다. 또한 pH와 산화-환원전위의 상관관계 역시 매우 상관성이 좋은 부의 관계를 보여주고 있다. 이는 부곡 지열수의 화학조성을 형성시킨 지화학 반응이 진행되는 동안 물-암석반응과 함께 산화-환원반응도 크게 관여하고 있음을 보여준다. 부곡지열수 중 대표적인 화학종인 SO<sub>4</sub>는 산화-환원전위가 증가함에 따라 함량이 증가하는 경향을 보여준다. 즉, 부곡 지열수의 SO<sub>4</sub>함량은 산화-환원전위와 밀접한 관계가 있음을 나타낸다.

지열수나 지하수의 Na, K, Ca, Mg 등은 퇴적암과 화강암에 포함된 장석류, 운모류를 위시한 규산염광물과 탄산염광물로부터 유래될 수 있다. 이들 광물의 용해

는 물의 수소를 소모하는 반응이므로 지열수나 지하수의 pH는 증가하게 된다. 높은 pH 환경에서는 Ca와 Mg 함량은 지열수의 pH의 조건에 의해 조절되어 광물상으로 침전된다. 결국 부곡 지열수와 같은 높은 pH 조건을 갖는 지열수에서는 Ca, Mg 등은 광물상으로 제거되어, Na가 주요한 양이온으로 존재하게 된다. 지열수 I형 보다는 지열수 II형의 Na와 K함량이 우세하게 나타나고 있다. 또한 지열수 II형(8.8~9.5, pH)은 지열수 I형(8.2~9.0, pH)에 비해 상대적으로 낮은 pH를 보이며, SO<sub>4</sub>함량은 지열수 II형(103.0~204.0 mg/L)이 지열수 I형(113.0~123.0 mg/L)보다 높은 것이 특징이다. 이러한 현상에 대하여 기존문헌(Yun *et al.*, 1998)에 의하면, 부곡 지열수가 지화학적으로 진화하는 과정에서 황철석의 산화반응에 기인하는 것으로 설명하였다. 황철석의 산화반응은 지열수를 산성화시키는 역할을 하며 SO<sub>4</sub>함량을 증가시키게 된다. 즉, 지열수 I형에 비해 황철석의 산화반응에 영향을 크게 받은 지열수 II형은, 상대적으로 낮은 pH를 가지게 되어, 주변 암석과의 반응을 촉진시킴으로써, Na와 K함량이 지열수 I형에 비해 증가하게 된 것으로 해석하고 있다. 이러한 해석은 SO<sub>4</sub>의 기원으로서 황철석의 산화반응만을 고려하였을 때는 가능하다. 그러나, 부곡 지열수가 부존하고 있는 경상계 하양층군의 퇴적환경을 고려하면, SO<sub>4</sub>의 기원을 황철석만으로 단정할 수가 없다. 최근 하양층군의 퇴적환경은 하천이 범람하는 우기와 건열 등이 발달하는 건기가 반복되는 호수 또는 하천환경에서 퇴적되었으며, 하양층군에는 미약하나마 증발암의 존재 가능성을 제시한 바 있다(백인성 등, 2000). 증발암에 대하여 광물학적 연구가 수행되지는 않았지만, 퇴적암지역에서의 일반적인 증발암을 구성하는 광물로서는 석고(gypsum) 및 경석고(anhydrite)를 들 수 있다. 비록 규산염 및 탄산염 광물에 비해 양적으로는 부분을 차지하고 있지만, 용해도가 매우 높은 증발암 광물은 생성된 이후, 접촉하는 지하수에 의해 쉽게 용해될 수 있다. 이는 하양층군에 속해 있는 부곡 지역 지열수의 주요한 이온인 SO<sub>4</sub>는 황철석의 용해 반응이라고 단정하기 보다는 증발암의 황산염광물의 용해작용에 기인하였을 가능성을 보여주는 것이다. 이러한 SO<sub>4</sub> 함량의 기원으로서 황산염광물의 용해는 황동 위원소 결과에서 상세히 다루었다(동위원소특성 참조).

부곡 지열수내 Na, K, SO<sub>4</sub> 함량과는 달리 SiO<sub>2</sub> 함량은 지열수 II형 보다는 지열수 I형에 크게 부화되어 있다(Table 1 and Fig. 2). 상온에서 규산염 광물과 반응하게 된 지하수의 SiO<sub>2</sub> 함량은 비정질 석영

(amorphous silica) 및 옥수(chalcedony)의 용해도 사이에 존재하며(Hem *et al.*, 1973), 온도조건에 따라 크게 좌우된다. 자연수내 SiO<sub>2</sub> 함량이 온도환경에 따라 크게 좌우되는 특성으로 인하여 지열수의 심부저장지의 온도를 추정하는 지질온도계로 폭 넓게 적용되고 있다(Fournier, 1981). 부곡 지열수의 화학조성 중 주목해야 할 것은 지열수 I형과 지열수 II형의 용출온도는 크게 차이가 없음에도 불구하고, SiO<sub>2</sub> 함량은 각각 일정한 범위를 보이며, 뚜렷하게 차이가 난다는 사실이다. 이는 후술하는 바와 같이, SiO<sub>2</sub> 함량을 제외하고 대부분 화학종이 지열수 II형이 지열수 I형에 비해 부화되어 있지만, SiO<sub>2</sub> 함량이 의미하는 것은 지열수 I형의 심부 저장지 온도가 더욱 높았음을 시사하고 있다(지열수의 심부환경 부분 참조). 부곡 지열수는 퇴적

암에 부존함에도 불구하고 Ca와 Mg 함량이 매우 적고, Na 함량이 부화된 것이 특징이다. 이는 앞서 기재한 바와 같이 지열수의 높은 pH(8.2~10.0)에 의해

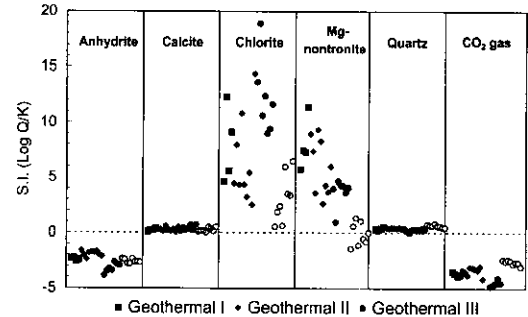


Fig. 3. Saturation states of water samples from the Bugok area at sampling temperature.

Table 2. Isotopic compositions of water samples from the Bugok area (modified from Yun *et al.*, 1998).

Sample no.	Sampling Date	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta\text{D}$ (‰)	Tritium (T.U.)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
<i>Thermal water I</i>					
B1	08/01/95	-9.0	-61.9	0.0	13.5
B1'	06/01/94	-9.0	-62.2	0.1	
B2	08/01/95	-9.0	-60.3	0.5	12.9
B3	08/01/95	-8.9	-60.7	0.1	13.9
<i>Thermal water II</i>					
B4	08/01/95	-8.4	-57.7	3.4	2.3
B4'	06/01/94	-8.7	-61.7	3.8	
B5	08/01/95	-8.2	-53.1	4.3	6.6
B6	08/01/95	-8.0	-56.1	3.3	
B7	08/01/95	-8.3	-56.2	2.3	
B8	08/01/95	-8.7	-58.9	1.9	7.8
B9	08/01/95	-8.9	-59.7	0.5	8.1
B10	08/01/95	-8.2	-56.7	5.1	3.8
B10'	06/01/94	-8.9	-61.1	2.1	
<i>Thermal water III</i>					
B11	08/01/95	-8.0	-52.4	2.6	4.7
B11'	06/01/94	-8.1	-59.7	3.1	
B12	08/01/95	-7.6	-52.1	4.1	2.4
B12'	06/01/94	-7.7	-55.2	6.6	
B13	08/01/95	-8.1	-54.3	5.0	6.1
B13'	06/01/94	-8.2	-54.3	5.3	
B14	08/01/95	-7.7	-52.9	5.4	7.9
<i>Groundwater &amp; Surface water</i>					
B15	08/01/95	-7.3	-52.2	6.3	6.3
B15'	06/01/94	-7.4	-51.1	6.5	
B16	08/01/95	-7.8	-51.8	5.7	
B17	08/01/95	-7.5	-50.5	8.9	12.7
B18	08/01/95	-7.6	-51.0	6.8	
B18'	06/01/94	-8.0	-51.6	6.4	
B19	08/01/95	-7.9	-52.8	7.8	
B19'	06/01/94	-8.0	-51.3	8.1	

Ca와 Mg를 포함하는 광물의 침전에 의해 제거됨에 기인한다. 열역학적 계산에 의하면, 모든 지열수들은 Ca와 Mg를 함유하는 광물에 대하여 포화 또는 과포화상태를 보여주고 있다(Fig. 3). 또한 현장 조사시 부곡지열수의 양수를 위하여 사용된 폐케이싱에는 많은 양의 방해석 스케일링(scaling)을 관찰할 수 있었다. 지표로부터의 오염을 지시하는 NO<sub>3</sub>는 부곡지역 지열수에서는 확인되지 않았으며(Table 1), 일부 천부지하수가 38 mg/L의 높은 NO<sub>3</sub> 함량을 보여주고 있다. 지열수내 Cl과 F 함량은 산소동위원소 및 삼중수소 함량과 밀접한 관계를 보이고 있어 동위원소 결과와 결부시켜 해석하였다.

5. 동위원소

부곡 지열수에 대한 산소 및 수소 동위원소( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ), 삼중수소( $^3\text{H}$ ) 및 황동위원소( $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ ) 등 환경동위원소 특성은 기존 연구에 의해 제시된 바 있고(Table 2; Yun *et al.*, 1998), 이의 결과를 요약하면 다음과 같다.

동위원소 조성은 부곡 지열수의 유형에 따라 뚜렷하게 구별되는 값을 갖는다. 산소 및 수소 안정동위원소 조성은 부곡 지열수가 순환수(meteoric water) 기원임을 보여주며, 지표수와 지하수 → 지열수 III형 → 지열수 II형 → 지열수 I형 순으로 산소 및 수소동위원소 조성인 체계적으로 감소하는 경향을 보여준다(Fig. 4). 국내 자연수의 동위원소 고도효과(Kim and Nakai, 1983)를 적용하면 각 유형의 지열수는 함양지역이 다르거나, 천부지하수와와의 혼합작용이 진행되었음을 지시하고 있다.

각 지열수의 용출온도 및 산소동위원소조성과 삼중수소 함량과의 정의 상관관계는 지열수의 순환과정에서 혼합과정이 진행되었음을 지시한다(Fig. 4). 지열수

I형의 경우는 삼중수소를 거의 포함하지 않고 있어 50년 이상의 체류시간을 가지고, 천부지하수와 뚜렷한 혼합작용이 진행되지 않았음을 보여준다. 이러한 지열수의 지화학적 특성은 천부지하수와 혼합된 특성을 보이는 지열수 II형과 III형과는 달리 심부 지열수의 심부 환경을 추정하는데 유용하게 활용될 수 있다.

부곡 지열수의 산소동위원소 조성 및 삼중수소 함량과 Cl 및 F 함량의 상관관계는 각 유형에 대하여 체계적인 변화를 보여준다(Fig. 5). 부곡지역에서 Cl과 F 함량은 높은 값을 보이지는 않지만, 동위원소 조성과 매우 밀접한 상관관계를 보인다. Cl 함량과 산소동위원소조성 및 삼중수소 함량에서 나타나는 정의 상관관계는 지열수의 Cl 기원으로서 지열수의 순환과정에서 물-암석 반응에 의한 기원이라기 보다는 Cl은 대부분 지표환경에 의해 유래되었음을 지시하고 있다. 동위원소와 F 함량과의 상관관계는 삼중수소 함량이나 산소동위원소 조성이 증가함에 따라 감소하는 경향을 보여준다(Fig. 5). 특히, 삼중수소 함량이 0 TU에 가까운 지열수 I형은 가장 높은 F함량을 보이고 있다. 이는, 지열수 순환과정에서 물-암석반응에 의해 F를 함유하고 있는 운모류의 용해로부터 유래되었을 가능성이 높다. 또한 부곡지역의 지질환경이 천부환경에는 퇴적암이 주를 이루고, 심부환경에는 화강암이 부존하고 있는 것으로 미루어, 심부로 순환하여 형성된 지열수의 F는 퇴적암보다는 운모류가 풍부한 화강암과의 반응으로부터 유래되었을 것으로 사료된다.

황동위원소 조성( $\delta^{34}\text{S}$ )은  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ , Tritium과 마찬가지로 각 유형의 지열수에 따라 전형적인 값을 보여준다(Table 2). 지열수 I형의 경우  $\delta^{34}\text{S}$ 값은 +12.9~+13.9%로 높은 값을 보이는 반면, 지열수 II형과 III형은 각각 +2.8~+8.1%, +2.4~+7.9%로 서로 유사한 범위를 보여준다. 지표수와 지하수의  $\delta^{34}\text{S}$ 값은 +6.3~+8.7%의 범위를 나타낸다. 지열수 I형과 II형은

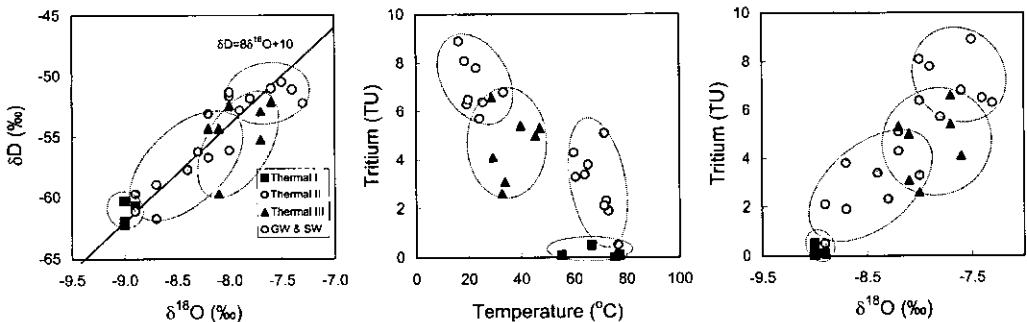


Fig. 4.  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta\text{D}$ , tritium versus Temp. ( $^{\circ}\text{C}$ ), and tritium versus  $\delta^{18}\text{O}$  diagrams of water samples from the Bugok area.



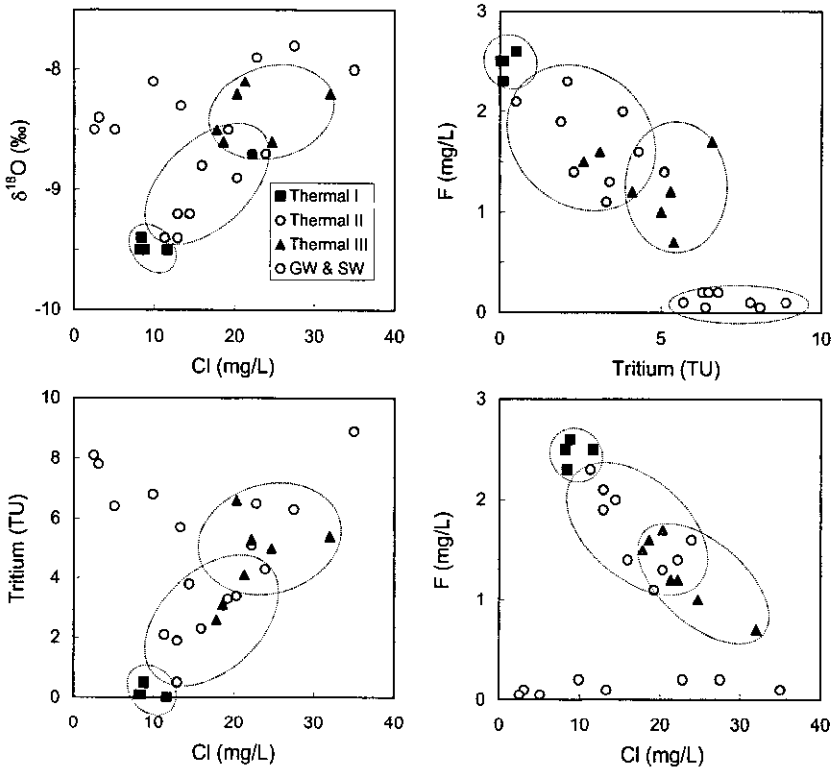


Fig. 5. Relationships among Cl, F,  $\delta^{18}O$  and tritium of waters samples from the Bugok area.

유사한 지화학 특성을 보이지만,  $\delta^{34}S$ 값은 상이한 값을 나타내어, 두 유형의 지열수내  $SO_4$ 함량은 서로 다른 기원으로부터 유래되었음을 보여주고 있다. 황동위원소 조성을 이용하면 지열수 또는 지하수에 용존하여 있는  $SO_4$ 에 대한 기원을 밝힐 수 있다. 부곡 지열수의  $SO_4$ 의 기원으로서 1) 마그마로부터의  $H_2S$ , 2) 퇴적암 또는 화강암내 함유된 황철석의 용해, 3) 퇴적암에 포함된 황산염광물(석고 또는 경석고)의 용해를 고려할 수 있다.

기존 연구에서는 지열수 I형과 II형의 황의 기원으로서 열수에 의해 형성된 황철석과 퇴적암내 황철석의 산화작용으로 해석하였다(Yun *et al.*, 1998). 이 때 상이한 값을 보이는 지열수 I형과 II형의 황동위원소 조성을 설명하기 위해, 열수기원의 황철석과 퇴적기원의 황철석의 황동위원소 조성이 다른 것을 가정하였다. 그러나 이와 같은 해석은 부곡 지열수의 높은  $SO_4$  함량에 대하여 가능한 설명이지만, 부곡 지열수의 pH,  $H_2S$ ,  $\delta^{34}S$  자료에 대한 만족할 만한 설명을 제시하지 못한다. 잘 알려진 바와 같이 황철석의 산화작용은 지열수 또는 지하수의  $SO_4$ 를 증가시켜며 산성화시키는

역할을 한다. 그러나 부곡 지열수의 pH는 8.1~10.0으로 알칼리성을 띠고 있다. 부곡 지열수는 pH를 증가시키는 규산염광물 용해로부터 유래된 Na를 110 mg/L까지 함유하고 있지만,  $SO_4$ 를 240 mg/L까지 함유하고 있어 황철석의 산화반응( $FeS_2 + 15/2O_2 + 7/2H_2O \rightarrow Fe(OH)_3 + 2SO_4^{2-} + 4H^+$ )으로부터의  $SO_4$ 기원 해석은 높은 pH를 설명하는데 부적절하다. 또한 부곡지열수 지역은 야외에서 인지될 수 있을 정도로 유황을 함유하고 있다. 기존 문헌(임정용과 정상용, 1980)에 따르면 일부 부곡 지열수는  $H_2S$ 를 9 ppm까지 함유한 것으로 보고된 바 있다. 지열수내  $H_2S$ 의 존재는 지열수가 환원환경에 있었음을 지시하는 것으로 황철석의 산화반응으로는  $H_2S$ 의 생성에 대한 설명이 불가능하다.  $H_2S$ 의 생성기원로서 심부 마그마로부터 직접적으로 유래한 것으로 고려할 수 있으나, 심부로부터  $H_2S$ 가 공급되었다면, 황철석의 산화반응과 마찬가지로 지열수는 산성을 띠어야하고, 산성변질작용이 관찰되어야 한다. 또한, 황철석의 산화반응이나 마그마 기원의  $H_2S$ 는 모두 지열수 I형의 높은 황동위원소 조성(+12.9~+13.9%)에 적용하기에는 무리가 따른다. 마지막으로  $SO_4$ 의

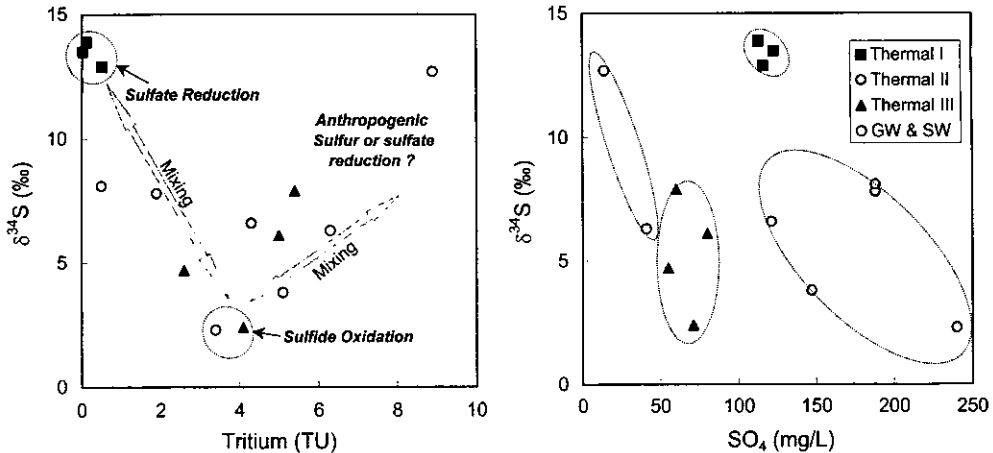


Fig. 6.  $\delta^{34}\text{S}$  versus tritium and sulfate concentrations of water samples from the Bugok area.

기원으로 퇴적암내 석고나 경석고 같은 황산염광물의 용해를 고려할 수 있다. 황산염광물의 용해는 지열수의 높은  $\text{SO}_4$  함량 뿐만 아니라 높은 pH에 대하여도 타당한 해석을 제시한다. 더욱이 지열수 I형의 특이하게 높은 황동위원소 조성도  $\text{SO}_4$ 의 기원으로서 황산염광물의 용해를 뒷받침해주고 있다. 최근 경상계층의 퇴적환경 연구에서 증발암의 존재 가능성을 보여준 바 있다(백인성 등, 2000). 비록 증발암의 황산염 광물에 대한 황동위원소 조성을 본 논문에서는 제시하지는 못하였지만, Kaplan(1975)에 의하면 백악기 증발암의 황동위원소 조성( $\delta^{34}\text{S}$ )은 +13~+19‰의 범위를 갖는 것으로 발표된 바 있다. 그러므로, 부곡 지열수의 주요한 이온인  $\text{SO}_4$ 의 기원으로서 마그마 또는 퇴적암 기원의 황철석의 산화반응이라기 보다는 황산염광물의 용해로 해석하는 것이 타당한 것으로 사료된다. 부곡 지열수의  $\text{H}_2\text{S}$ 의 존재는 지열수가 심부로 순환하는 과정에서 환원환경에 접하게 됨으로써, 황산염의 환원작용으로 생성된 것으로 설명이 가능하다. 지열수 또는 지하수내  $\text{SO}_4$ 의 환원작용은 가벼운 동위원소는  $\text{H}_2\text{S}$ 같은 가스종으로 분배되는 황동위원소 분별작용에 의해 수용액내  $\text{SO}_4$ 종은 높은 황동위원소 조성을 가지게 된다. 예로 150°C 조건에서  $\text{H}_2\text{S}$ 와  $\text{SO}_4$ 가 동위원소적으로 평형상태에 있다면,  $\text{SO}_4$ 의  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ 는  $\text{H}_2\text{S}$ 의  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 에 비해 약 35‰의 높은 동위원소 조성을 보이게 된다(Ohmoto and Rye, 1979). 이러한 환원반응이 진행되기 위해서는 강한 환원조건 뿐만 아니라 촉매제 및 환원제로 작용하는 유기물이 존재하여야 한다(Kaplan, 1983). 부곡 지열수가 퇴적암 지역에 존재하고 있음은 확인된 바는 아니지만, 지열수내 환원반응을 야기시킬

수 있는 유기물이 존재하는 것으로 생각할 수 있다.

각 유형 지열수의 황동위원소 조성과 Tritium 및  $\text{SO}_4$  함량과의 상관관계로부터 황동위원소 결과가 갖는 의미를 살펴보았다(Fig. 6). 삼중수소 함량이 0 TU에 근접한 값을 보이는 지열수 I형은 높은  $\delta^{34}\text{S}$  값을 보이는 반면, 지열수 I형보다는 덜 깊게 순환하거나 천부 지하수와 혼합특성을 보이는 지열수 II형은 상대적으로 낮은  $\delta^{34}\text{S}$  값을 보이며, +2.3‰까지 확인된다. 이는 지열수 I형은 체류시간이 긴 심부환경에서는 황산염 환원작용이 진행되었고, 지열수 II형의 경우는 덜 깊게 순환된 지열수에서 환원환경에 접하지 못하고 형성되었음을 보여준다. 또한 지열수 II형은 매우 높은  $\text{SO}_4$  함량(up to 240 mg/L)을 보이고 있다. 지열수 II형의 경우 높은  $\text{SO}_4$  함량과 낮은 황동위원소를 갖는 원인으로 2가지 경우를 고려할 수 있다: 1) 심부 환원환경에서 형성된  $\text{H}_2\text{S}$ 의 재산화작용, 2) 상대적인 천부 환경에서의 퇴적기원 황철석의 산화작용. 첫 번째 경우 앞서 기재한 바와 같이 심부로부터 형성된  $\text{H}_2\text{S}$ 는  $\delta^{34}\text{S}$  값은 낮은 값을 가지게 되며,  $\text{H}_2\text{S}$  재산화작용은 pH를 낮추며  $\text{SO}_4$  함량을 증가시키게 된다. 그러나 이것은 제시된 +2.3‰의 같이 낮은  $\delta^{34}\text{S}$  값과  $\text{SO}_4$  및  $\text{H}_2\text{S}$  함량을 설명하기에는 부적절하다. 비록, 황산염광물과  $\text{H}_2\text{S}$ 종에 대한 황동위원소 조성에 대한 자료가 없지만, 심부로부터 유래된  $\text{SO}_4$  함량과  $\delta^{34}\text{S}$  값을 각각 120 mg/L와 +13.9‰(시료 B-01, 지열수 I형)를 고려하고,  $\text{H}_2\text{S}$  함량을 9 ppm으로 적용한다면, 황동위원소 분별작용에 대하여 열린계가 아닌 닫힌계를 적용한다 하더라도, 높은  $\text{SO}_4/\text{H}_2\text{S}$  조건에서  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ES}}(=\text{SO}_4+\text{H}_2\text{S})$ 는 주로  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ 에 의해 조절되게 된다(Ohmoto and

Rye, 1979). 즉, H<sub>2</sub>S의 재산화반응 만으로서는 지열수 II형의 낮은 황동위원소 조성을 설명할 수 없다. 그러므로 지열수 II형에서 SO<sub>4</sub>의 기원으로서 지열수 I형에 적용된 황산염광물의 용해 기원과는 달리 퇴적암내 함유된 황철석의 산화작용을 고려할 수 있다. 이는 지열수 II형이 상대적으로 낮은 pH, 높은 SO<sub>4</sub>함량 및 낮은 황동위원소 조성에 대한 해석을 충족시켜 준다.

산소, 수소안정동위원소 및 삼중수소 결과에서 확인된 바와 같이 천부 지하수와의 혼합특성을 보이는 지열수 III형의 경우는 낮은 SO<sub>4</sub>함량 및 높은 삼중수소 함량을 보이며, δ<sup>34</sup>S 값은 +2.3~+7.9‰로 값을 보인다(Fig. 6). 지열수 III형은 대기 기원의 SO<sub>4</sub>가 관여하고 있고, 지열수 II형과 혼합되는 특성을 보이지만, 매우 풍부한 유기물 함유에 의해 황산염 환원작용에 대한 결과로서도 해석할 수 있어, 지열수 III형의 SO<sub>4</sub>에 대한 주요 기원을 명확하게 설명할 수 없다.

## 6. 지열수의 심부환경

### 6.1. 심부온도환경

부곡 지열수의 수리화학 및 동위원소 자료로부터 부곡 지열수의 지화학적 심부환경을 추정하여 보았다. 지열수 자원의 활용 및 관리를 위해서는 우선 심부 저장지의 온도가 가장 중요한 요소로 작용한다. 지열수의

심부 저장지의 온도를 추정하기 위하여 그동안 각종 광물의 용해도를 이용한 이온 지질 온도계가 적용된 바 있다(Fournier, 1981; Tonani, 1980; Arnorsson, 1983; Nieva and Nieva, 1987, Truesdell, 1976; Fournier and Truesdell, 1973; Giggenbach, 1988). 기존 문헌(Yun *et al.*, 1998)에 의하면, 부곡 지열수의 SiO<sub>2</sub> 및 주요 이온 함량을 이용한 지질온도계(Silica geothermometer, alkali-ion geothermometer)를 적용하여 심부 저장지의 온도를 추정한 바 있고, 컴퓨터 프로그램(SOLVEQ)을 이용하여 다성분계 지질온도계(Reed, 1982)를 적용한 바 있다(Yun *et al.*, 1998). 지열수 I형의 경우 실리카 지질온도계는 114~127°C를 보이며, Na-K 지질온도계는 139~223°C로 매우 넓은 범위를 갖는 심부 저장지의 온도를 지시한다(Table 3). 다성분계 지질온도계는 100~125°C를 범위로 계산되었다. 본 논문에서는 각종 지질온도계의 적용결과를 재검토하였으며, 다성분계 지질온도계를 보완하여 적용하였다(Fig. 7).

심부저장지의 온도를 추정하기 위한 지질온도계의 적용하기 위해서는 다음과 같은 가정이 있어야 한다:

- 1) 심부환경에서 물-암석반응이 화학적으로 평형상태에 있다.
- 2) 지열수가 심부저장지로부터 지표환경으로 상승하는 과정에서 주변으로부터 다른 기원의 지하수가 혼합되지 않아야 한다,
- 3) 상승과정에서 주변환경과

**Table 3.** Estimated reservoir temperatures of geothermal waters from the Bugok area, using various published geothermeters (modified from Yun *et al.*, 1998).

Sample no.	pH	In-situ Temp. (°C)	Estimated temperature (°C)							
			QC <sup>1)</sup>	CH <sup>1)</sup>	NaK <sup>1)</sup>	NaK <sup>2)</sup>	NaK <sup>3)</sup>	NaK <sup>4)</sup>	NaK <sup>5)</sup>	NaK <sup>6)</sup>
<i>Thermal water I</i>										
B1	8.6	75.5	125.9	98.1	181.6	149.0	153.6	169.2	144.1	199.1
B1'	8.7	77.2	120.1	91.7	161.1	123.6	130.3	149.2	119.9	179.7
B2	8.9	66.7	127.3	99.6	197.8	169.7	172.4	185.0	163.7	214.4
B3	8.8	55.2	124.6	96.6	177.4	143.8	148.8	165.1	139.1	195.2
<i>Thermal water II</i>										
B4	8.3	64.1	115.5	86.6	207.3	182.0	183.5	194.3	175.4	223.2
B4'	8.5	65.3	112.1	83.0	169.5	133.9	139.8	157.3	129.7	187.7
B5	8.7	59.9	113.8	84.9	179.1	145.8	150.7	166.7	141.1	196.7
B6	8.3	60.6	105.0	75.3	211.6	187.7	188.6	198.5	180.8	227.3
B7	8.2	72.3	118.6	90.1	187.1	156.0	160.0	174.6	150.7	204.3
B8	8.2	73.1	123.1	95.0	186.5	155.2	159.2	173.9	150.0	203.7
B9	8.3	76.7	123.1	95.0	183.7	151.7	156.0	171.2	146.6	201.1
B10	8.1	71.6	117.1	88.4	190.6	160.4	164.0	178.0	154.9	207.6
B10'	8.9	66.7	127.3	99.6	197.8	169.7	172.4	185.0	163.7	214.4
B11	8.8	55.2	124.6	96.6	177.4	143.8	148.8	165.1	139.1	195.2

QC (quartz) and CA (chalcedony) = silica geothermometers; others = alkali-ion geothermometers [Data sources: <sup>1)</sup>Fournier (1981), <sup>2)</sup>Tonani (1980), <sup>3)</sup>Arnorsson (1983), <sup>4)</sup>Nieva and Nieva (1987), <sup>5)</sup>Truesdell (1976), <sup>6)</sup>Giggenbach (1988)]

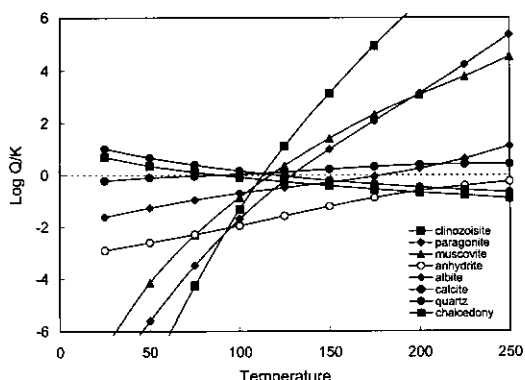


Fig. 7. Plots of Log (Q/K) versus temperature for sample no. B1.

반응하여 화학성분이 변화되지 않는다. 지열수 I형의 경우는 삼중수소가 존재하지 않는 것으로 미루어, 주변 지하수와 크게 혼합되지 않은 것으로 간주할 수 있다. 석영 지질온도계는 기타 지질온도계의 적용 결과보다 낮은 온도를 보인다(Table 3). 이는 심부환경에서 화학적으로 석영과 평형상태를 이룬 지열수가 상승하며 냉각되는 과정에서 실리카 성분이 다른 이온들에 비해 빠르게 재평형상태에 도달하기 때문이다. 결국, 실리카 지질온도계의 적용은 지열수의 심부 저장지의 온도를 추정하는데 최저치를 지시하게 된다(Edmiston and Benoit, 1984; Pauwels *et al.*, 1993). 알칼리장석의 온도에 따른 이온교환반응( $\text{albite} + \text{K}^+ \rightleftharpoons \text{K-feldspar} + \text{Na}^+$ )을 기초로 하는 Na-K 지질온도계는 그동안 많은 연구자에 의해 제시되고 적용된 바 있지만, 적용 온도범위가 150°C 이상이어야 한다고 제안된 바도 있다(Fournier, 1981). Na-K 지질온도계들은 기타 지질온도계에 비해 높은 온도를 보이며, Na-K 지질온도계 중에서도 적용결과는 낮은 온도를 보이는 단점이 있다. 부곡 지열수 I형에 대한 Na-K 지질온도계의 적용 결과를 살펴보면, 최저 139°C에서 최대 223°C로 큰 차이를 보이므로, 부곡 지열수의 경우 적용될 수 있는 적합한 Na-K 지질온도계를 선택하여야 하는 문제가 있다.

기존 지화학자료를 이용하여 보완된 다성분계 지질온도계의 적용결과는 Fig. 7에 도시되었다. 다성분계 지질온도계는 실리카나 이온 지질온도계에서 적용되는 특정광물의 용해도만을 고려하는 것이 아니고, 열수변질작용에 포함되는 일반적인 여러 광물에 대한 용해도를 온도변화에 견주어 비교하는 것으로서, 단일 광물의 용해도를 기초하여 적용되는 지질온도계에 비해 지

열수의 모든 지화학 특성을 동시에 고려한다는 장점이 있다. 온도변화에 따른 광물의 포화지수 다이어그램 (Temp. vs Log Q/K)이 의미하는 것은 전술된 바와 같이 화학 지질온도계의 적용 조건이 충족된다면, 심부환경의 물-암석 반응에 포함된 모든 광물들은 화학적으로 평형상태에 도달하였을 것이고, 심부환경온도에서 각 광물에 대한 포화지수값은 0를 지시한다는 것을 기초개념으로 하고 있다. 즉, 온도변화에 따라 각 광물의 포화지수값이 0로 수렴하는 온도가 지열수의 화학적 평형온도를 나타내고, 결국 심부 저장지의 온도를 지시하게 된다. 이론적으로 주어진 온도에서 화학적으로 평형상태에 있는 지열수의 적용은 매우 좁은 범위의 온도로 수렴하는 그래프를 보이게 된다(Pang and Reed, 1998). 그러나, 자연계에서 지열수의 상승과정에서 주변 지하수와 혼합되거나, 주변 암석과의 반응 또는 가스성분의 용탈(degassing)등은 일반적인 현상으로 나타나며, 심부지열수의 화학조성이 변화됨으로써 광물의 포화지수 곡선은 이론과는 달리 한점으로 수렴되지 못한다. 개선된 열역학 자료를 사용한 다성분계 지질온도계의 적용결과는 비록 모든 광물의 포화지수값이 한점으로 집중되지는 않았지만, 대부분 열수 변질광물들은 약 115~130°C에서 수렴됨을 알 수 있어, 부곡 지열수의 심부 저장지의 온도로서 적용될 수 있다(Fig. 7). 특히, Na-K 지질온도계는 지열수가 광물과 화학적으로 평형상태에 도달하는데 유리한 조건인 고온(200~300°C)환경에서 주로 적용되는 것을 감안하면, 부곡 지열수와 같은 저온환경에 대하여는 다성분계 지질온도계를 적용하는 것이 타당한 것으로 사료된다.

## 6.2. 심부지화학환경

본 연구에서는 지열수의 수리화학 및 동위원소 특성으로부터 지열수 I형의  $\text{SO}_4$  기원을 황산염광물의 용해로 해석하고 있다. 경석고나 석고 등 황산염광물의 용해도는 매우 높기 때문에, 지열수나 지하수가 황산염 광물과 접하게 되면, 쉽게 포화상태에 도달된다. 즉, 심부환경에서 지열수는 화학적으로 평형상태에 도달되어야 한다. 그러나 Fig. 7에서는 250°C까지도 경석고의 포화지수 값이 음의 값을 지시하고 있다. 이는 부곡 지열수의 높은 pH에 기인하는 것으로 사료된다. 심부환경에서 규산염광물의 용해와 함께 황산염 환원작용은 pH를 증가시키는 역할을 하며, pH의 상승은 지열수내 방해석의 침전을 야기시키게 된다. 또한 지열수가 상승하는 과정에서 온도감소가 수반되어 방해석의 용해도는 증가되지만, 압력감소로 인하여 지열수내 포

함된 CO<sub>2</sub>의 용탈은 방해석의 침전을 촉진시키게 된다. 부곡 지열수의 시료채취 당시 온천공 폐쇄이상에서 방해석 스케일링을 확인할 수 있었다. 즉, 방해석의 침전은 지열수내 Ca를 크게 감소시키므로서 결국 경석고는 심부환경에서 포화상태이었으나 지표로 상승하는 과정에서 방해석이 침전됨으로써 불포화상태로 변화된 것으로 해석할 수 있다. Fig. 7은 Na-K 지질온도계의 적용 결과가 높은 온도를 지시하는 원인을 설명하여주고 있다. Na-K 지질온도계에 활용된 알칼리 장석인 알바이트가 저온환경에서는 불포화상태에 있음을 지시하고, 다른 광물에 비해 높은 온도인 약 175°C를 지나면서 비로소 포화 또는 과포화상태로 도달함을 알 수 있다. 즉, 부곡 지열수는 알바이트에 대하여는 심부환경에서 화학적으로 평형상태에 도달하지 못하였음을 보여준다.

높은 pH조건에서 산화종인 SO<sub>4</sub>와 환원종인 H<sub>2</sub>S가 공존하는 부곡 지열수는 산화-환원반응이 지열수의 지화학적 특성을 결정하는데 중요한 역할을 한 것으로 판단된다. 그러나, 지하 심부환경에 접해있던 지하수나 지열수의 산화-환원전위를 추정하는 것은 어려운 문제이다. 또한 기존 연구에서도 각 지열수에 대한 산화-환원전위를 제시하고 있지만(Yun *et al.*, 1998), 이의 측정은 지표환경에서 pH 전극(Orion 9107WP)을 이용한 결과를 그대로 제시하였기 때문에, 심부환경에 대한 절대적인 산화-환원전위를 파악할 수 없다. 그러나, 앞서 기재된 바와 같이 제시되었던 각 지열수에 대한 산화-환원전위는 상대적으로 매우 뚜렷한 차이를 보이고 있다. 명확하게 산화-환원조건을 제시할 수는 없지만, SO<sub>4</sub>함량이 높은 지열수 II형은 지열수 I형에 비해 황철

석이 산화반응 관여하였을 가능성을 지시하는 것이다.

지열수의 심부환경으로서 심부저장지의 온도 뿐만 아니라 심도를 추정하는 것도 주요한 문제이지만, 아직까지 뚜렷하게 심도를 추정할 수는 없다. 단지, 산소 및 수소 안정동위원소 결과로부터 동위원소 고도효과를 적용하여 지열수 I형은 높은 지형으로부터 함양된 지하수가 형성된 것으로만 추정할 수 있다. 즉, 지하수의 유동 특성으로부터 고지대에서 함양된 지하수가 저지대에서 함양된 지하수보다 더 깊게 순환됨을 고려하여, 지열수 I형이 가장 깊게 순환하는 지열수로 생각할 수 있다. 그러므로, 지하수 심부에서는 퇴적암보다는 화강암으로 구성되어 있으며, 부곡 지열수는 퇴적암 뿐만 아니라 화강암과의 반응도 지열수의 지화학 특성에 주요하게 관여하였을 것으로 사료된다. 실제로, 부곡 지역 심부 시추공에서는 산성 암맥류가 확인되는바, 이는 부곡 지열수가 심부로 순환하는 과정에서 화강암류와 반응하였을 가능성을 뒷받침해주고 있다.

7. 지화학적 진화과정

상기 지질, 지화학 및 동위원소자료의 해석으로부터 부곡 지열수의 지화학적 진화과정을 지열수의 유형에 따라 정리하였다. 이를 간단하게 3가지 단계로 Fig. 8과 같이 요약하여 설명할 수 있다.

첫째, 높은 지형에서 함양된 지하수가 심부로 순환하게 되면서, 황산염 광물을 함유하고 있는 경상계 퇴적암과 물-암석반응이 진행된다. 이때 낮은 온도조건과 탄산염 광물의 용해속도를 고려한다면, 지하수는 화학

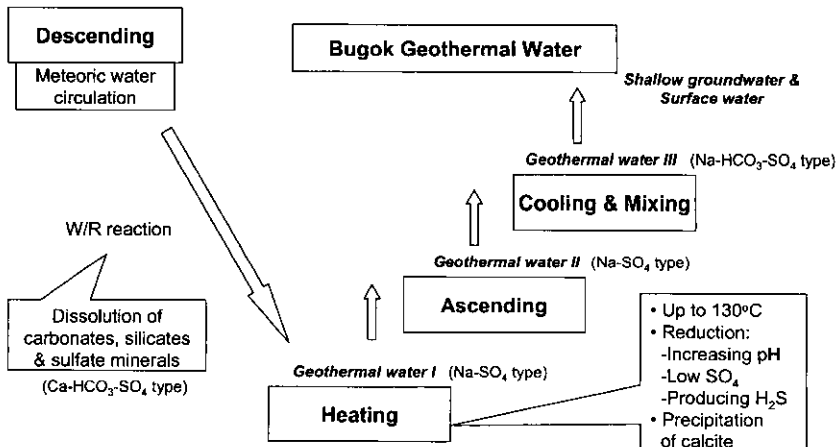


Fig. 8. Schematic diagram showing geochemical evolutions (heating, ascending, cooling and mixing) of the thermal water types I, II, and III in the Bugok area.

적으로 Ca-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> 유형으로 추정할 수 있다. 경상계 하양층군 퇴적암지역에서의 지하수의 지화학적 연구결과(이재영 등, 1992; 1998)에서는 상당수의 Ca-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> 유형의 지하수가 확인된 바 있다. 이에 따르면 SO<sub>4</sub>의 기원으로서 황철석의 산화작용으로 해석하였으나, 함안층 지하수에서는 SO<sub>4</sub> 함량이 최대 221 mg/L까지 확인되었으며, Ca 함량은 162 mg/L이고 pH는 7.98을 나타내는 것으로 보아 이들의 SO<sub>4</sub> 기원 역시 황산염광물의 용해일 가능성을 배제할 수 없다(이재영 등, 1992; 1998).

둘째, Ca-SO<sub>4</sub> 유형의 지하수는 심부로 계속 순환하는 과정에서 환원환경에 접하게 되어 지열수에 풍부한 SO<sub>4</sub>의 환원작용이 진행되어, H<sub>2</sub>S를 생성하게 된다. 부곡지역 주변에 화강암이 암주상으로 크게 발달한 것으로 미루어 심부환경에서는 주변암석이 화강암일 가능성이 있다. 순환되는 지하수는 심부 열원에 의하여 약 130°C까지 가열되어 규산염 광물과의 반응정도가 높아진다. 이 때 지열수의 pH는 상승하고 SO<sub>4</sub> 함량은 감소하게 된다. 또한 지열수는 방해석에 대하여 침전조건에 놓이게 됨으로써 결국 지열수는 Na-SO<sub>4</sub>형을 띠게 된다. 이것이 부곡 지열수 I형에 해당된다.

셋째, 이렇게 형성된 지열수가 유동로를 따라 상승하는 과정에서 지열수 I형을 형성시킨 심부로 순환하는 지하수보다 덜 깊게 순환하는 지하수와 혼합과정을 거치게 되어, 부곡 지열수 II형을 형성하게 된다. 혼합된 지하수는 경상계 퇴적암층에서 상부에 해당하는 진동층을 순환하는 지하수로서 퇴적암내 형성된 황철석의 산화반응에 의해 상대적으로 낮은 pH와 높은 SO<sub>4</sub> 함량을 갖는 것으로 추정할 수 있다. 지열수 III형은 이렇게 형성된 지열수 I형과 II형이 계속 상승하면서 천부 환경의 지하수와 혼합된 결과로 해석할 수 있다. 천부 환경의 지하수는 탄산염 광물과 유기물에 의해 높은 pH와 낮은 산화-환원을 가진 것으로 사료된다. 지열수 III형은 혼합작용으로 지열수 온도는 감소하게 되고 높은 pH를 가지게 된다.

## 8. 토의 및 결론

본 논문에서는 부곡 지열수에 대한 기존 지화학 및 동위원소자료를 재해석함으로써, 지열수의 진화과정을 황산염광물의 용해, 심부열원에 의한 가열, 환원작용, 혼합작용을 주요 메카니즘으로 설명하고 있다. 즉, 부곡지열수내 높은 SO<sub>4</sub> 함량은 퇴적암내 함유된 황산염 광물로부터 유래되었으며, 부곡지열수의 대표적인 특징

인 H<sub>2</sub>S의 존재는 황산염의 환원작용에 의한 결과로 해석하고 있다. 또한 심부에서 가열된 지열수가 상승하는 과정에서 주변환경의 지하수와 혼합작용에 의해 다양한 지화학적 특성을 보인 것으로 설명하고 있다.

부곡 지열수 I형의 높은 황동위원소 조성은 높은 황동위원소조성을 보이는 황산염광물의 용해로부터 쉽게 설명이 가능하다. 또한, 앞서 살펴본 바와 같이 지열수 황산염의 환원작용은 SO<sub>4</sub>종에 대한 황동위원소조성의 증가를 야기시키게 되므로 지열수내 SO<sub>4</sub>의 높은 동위원소조성을 기대할 수 있다. 부곡 지열수 중의 SO<sub>4</sub>에 대하여 확인된 최대 δ<sup>34</sup>S값은 +13.9‰임을 고려한다면, 퇴적암내 황산염광물의 황동위원소조성은 이보다 낮은 값일 것으로 추정할 수 있다. 경상계 퇴적층에 함유된 황산염광물에 대한 황동위원소조성이 확인된다면, 부곡 지열수의 진화과정을 보다 명확하게 해석할 수 있을 것으로 사료된다. 또한, 지열수 II형은 +2.3‰의 낮은 황동위원소조성을 보여, 지열수 I형에서 설명된 H<sub>2</sub>S의 재산화작용이라기 보다는 부곡 지열수 지역의 상부 지질을 형성하는 진동층내 황철석에서 유래된 것으로 설명하였다. 이 역시 진동층내 황철석 존재에 대한 확인 및 황동위원소결과가 뒷받침되어야 할 사항이다. 지열수 I형 및 II형과 혼합되어 지열수 III형을 형성시킨 부곡지역 천부지하수는 높은 pH와 매우 낮은 산화-환원전위를 보이는 것이 특징이다. 이러한 지화학적 특성은 퇴적암층내 유기물의 존재 가능성과 풍부한 탄산염광물과의 반응으로 해석될 수 있으나, 보다 세밀한 연구가 필요하다.

부곡 지열수의 심부환경과 관련하여 심부 저장지의 온도는 다성분계 지질온도계를 적용함으로써 약 115~130°C로 추정하고 있다. 상기 결과는 심부 저장지에서 화학적으로 물-암석반응이 평형상태에 있었음을 가정하여 계산된 결과로서, 추후 δ<sup>18</sup>O<sub>SO4-H2O</sub>와 같은 동위원소 지질온도계의 적용결과와 비교하여 심부 환경에 대한 평가가 이루어져야 할 것으로 판단된다. 또한, 본 연구에서는 부곡지역에 지열수에 대하여만 심부환경 및 지화학적 진화과정을 다루고 있지만, 부곡지역으로부터 남측으로 약 10 km 떨어져 있는 마금산 지열수에 대한 지화학적 특성과 결부하여 해석한다면, 보다 체계적인 경상계에 부존하는 지열수계에 대한 평가해석이 이루어질 수 있을 것으로 기대된다.

사 사

본 연구는 과학기술부의 원자력중장기연구개발과제

의 일환으로 수행되었는 바 이에 감사한다.

### 참고문헌

- 고용권, 김천수, 배대석, 이동익 (2000) 문경지역 심부지하수의 수리화학 및 환경동위원소 연구. 33권, p. 469-489.
- 김건영, 고용권, 김천수, 배대석, 박맹언 (2000) 유성지역 지열수의 지구화학적 특성연구. 지하수환경, 7권, p. 32-46.
- 김남장, 이홍규 (1964) 한국지질도 영산도폭 (1:50,000) 경상분지 동남부의 상부 경상누층군에 발달한 호성퇴적층에 대한 비교퇴적학적 연구. 한국지구과학회지, 21권, p. 423-436.
- 윤성택, 채기탁, 고용권, 김상렬, 최병영, 이병호, 김성용 (1998) 풍기지역 지하수의 수리지구화학 및 환경동위원소 특성연구. 지하수환경, 5권, p. 177-191.
- 이재영, 김영기, 이진국, 서정용 (1992) 대구시 지하수의 금속 오염에 대한 지화학적 연구. 지질공학회지, 2권, p. 173-200.
- 이재영, 김철호, 이인호, 고인석 (1998) 고령지역 지하수에 대한 지화학적 연구. 지하수환경, 5권, p. 162-170.
- 임정용, 정상용 (1980) 부곡지역 (창녕-파산지역) 지열조사 연구. 한국자원연구소 지질광상조사연구. p. 55-93.
- 정봉일 (1983) 한국 온천의 지질학적 특성과 개발전망. 지질학회지, 19권, p. 65-70.
- 한 옥, 김영석 (1996) 한반도와 그 주변지역의 지열류량 분포에 관한 연구. 지질학회지, 32권, p. 267-275.
- 황상기, 윤 옥 (1993) 경남 부곡 일원의 쇄설성 각력을 포함하는 광물맥. 지질학회지, 29권, p. 145-160.
- Arnorsson, S. (1983) Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems-Implications for chemical geothermometry investigations. Geothermics, v. 12, p. 119-128.
- Edmiston, R.C. and Benoit, W.R. (1984) Characteristics of Basin and Range geothermal systems with fluid temperatures of 150°C to 200°C. Geotherm. Res. Council Trans., v. 8, p. 417-424.
- Fournier, R.O. (1981) Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In Geothermal System: Principles and Case Histories (Rybach, L. and Muffler, L.J. P. eds.), John Wiley, New York, p. 109-143.
- Fournier, R.O. and Truesdell, A.M. (1973) An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 43, p. 1543-1550.
- Giggenbach, W.F. (1988) Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 52, p. 2749-2765.
- Hem, J.D., Roberson, C.E., Lind, C.J. and Polzer, W.L. (1973) Chemical interactions of aluminum with aqueous silica at 25°C, U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1827-E, 57p.
- Holland T. and Powell, R. (1998) An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. Jour. Met. Geol., v. 16. p. 309-343.
- Kaplan, I.R. (1975) Stable isotopes as a guide to biogeochemical processes. Proc. R. Soc. London, Ser. B., v. 189, p. 183-211.
- Kaplan, I.R. (1983) Sulfur isopes of sulfur, nitrogen and deuterium in recent marine environment. In Stable Isotope in Sedimentary Geology. SEPM Short Course (p. 1-108). No. 10, Dallas.
- Kim, K. H. and Nakai (1983) A study on hydrogen, oxygen and sulfur isotopic ratios of the hot spring waters in South Korea. Chikyukagaku (Japan), v. 15, p. 6-16.
- Kim, S.G. (1985) Investigation of geothermal sites in Korea. Jour. Korean Inst. Mining Geol., v. 18, p. 167-175.
- Koh, Y.K., Yun, S.T. and Ahn, J.S. (1994) Environmental isotope and hydrochemical studies of geothermal waters in Korea: Yusung geothermal area, Jour. Korean Inst. Mineral & Energy Resour. Eng., v. 31, p. 388-399.
- Nieva, D. and Nieva, R. (1987) Developments in geothermal energy in Mexico, Part 12-A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources. Heat Recovery and CHP v. 7, p. 243-258.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O. (1979) Isotopes of Sulfur and Carbon In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (Barners, H.L. eds.). John Willy & Sons, New York, p. 509-567.
- Pang, Z.-H. and Reed, M.H. (1998) Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: problems and methods, Geochim. Cosmochim. Acta, v. 62, p. 1083-1091.
- Pauwels, H., Fouillac, Ch. and Fouillac, A.M. (1993) Chemistry and isotopes of deep geothermal saline fluids in the Upper Rhine Graben: Origin of compounds and water-rock interactions. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 57, p. 2737-2749.
- Reed, M.H. (1982) Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases and an aqueous phase. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 46, p. 513-528.
- Tonani, F. (1980) Some remarks on the application of geothermal techniques in geothermal exploration. In Proc. Adv. Eur. Geoth. Res., Second Symp., Strasbourg, p. 428-443.
- Truesdell, A.H. (1976) Summary of section III Geochemical techniques in exploration. In Proceedings of 2nd United Nations Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., v. 1, p. 53-89.
- Yun, S.T., Koh, Y.K., Kim, C.S. and So, C.S. (1998) Geochemistry of geothermal waters in Korea: Environmental isotope and hydrochemical characteristics, I. Bugok area. Econ. Environ. Geol., v. 31, p.185-199.