

## 부산 해운대지역 지하수와 지열수의 수리화학적 특성

심형수·함세영·성익환·이병대·조병욱·황진연\*

부산대학교 지구환경시스템학부·한국자원연구소 지구환경연구부·\*부산대학교 지구환경시스템학부  
(2000년 3월 4일 접수)

## Hydrochemical characteristics of ground and geothermal waters in the Haeundae hot-spring area, Pusan, Korea

Hyong-Soo Shim, Se-Yeong Hamm, Ig-Hwan Sung\*, Byeong-Dae Lee,  
Byong-Wook Cho and Jin-Yeon Hwang

Division of Earth and Environmental System Sciences, Pusan National University, Pusan

\*Division of Earth Environment Research, Korea Institute of Geology, Mining and Materials, Daejeon

(Manuscript received 4 March, 2000)

Twenty-two water samples(fifteen groundwater and seven geothermal water samples) were collected to elucidate chemical characteristics of the ground and geothermal waters in the Haeundae hot-spring area and its vicinity. Major and minor elements were analyzed for ground and geothermal water samples. The concentrations of  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $F^-$  and  $SiO_2$  were higher in the geothermal water samples than the groundwater samples except  $HCO_3^-$  and  $Mg^{2+}$  ions. Based on the contents of Fe, Zn, Cu, Al, Mn and Pb, some of the ground and geothermal water samples are contaminated by anthropogenic sources. The ground waters shown on the Piper diagram belong to Ca- $HCO_3$  type, while the geothermal waters Na-Cl type. The graphs of  $Cl^-$  versus  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $SO_4^{2-}$  and  $HCO_3^-$  indicate that the groundwater is related partly with mineral-water reaction and partly with anthropogenic contamination, while the geothermal water is related with saline water. On the phase stability diagram, groundwater and thermal water mostly fall in the field of stability of kaolinite. This indicates that the ground and geothermal waters proceed with forming kaolinite. Factor and correlation analyses were carried out to simplify the physicochemical data into grouping some factors and to find interaction between them. Based on the Na-K, Na-K-Ca and Na-K-Ca-Mg geothermometers and silica geothermometers, the geothermal reservoir is estimated to have equilibrium temperature between 125°C and 160°C.

Key words : Haeundae hot-spring, geochemical characteristics, water-rock interaction, factor analysis, geothermometers

### 1. 서론

부산은 우리 나라 대도시 중 지하수 의존도가 가장 높은 곳으로서 다량의 지하수(온천수 포함)를 생활용수, 식수, 공업용수, 농업용수, 온천 목욕용수로 개발하고 있다.<sup>1)</sup> 특히, 동래지역과 해운대지역에서는 수십 개의 온천공이 분포하고 있으며, 이들로부터 하루에 수천톤의 온천수를 뽑아 쓰고 있다. 지열(온천)지대는 특수한 지질환경에서만 산출되는 것이므로, 지열(온천)지대가 산출하는 지질구조, 수리지질학적 조건, 지화학적 성질 등을 이해하는 것은 온천의 수량 및 수질을 보전하는데 필수적인 요건이다.

본 연구에서는 부산광역시 해운대지역에서 산출하는 지하수와 지열수를 대상으로 기반암에 따른 수리지화학적 특성을 파악하고 지열수와 지하수의 화학적 특성을 비교하여, 지하수와 지열수의 지화학적 특성을 밝히고자

하였다. 또한, 지열수의 화학적 특성을 통하여 지하 심부의 지열계(geothermal system)를 이해할 수 있는 정보들을 얻고자 하였다. 아울러서, 지열수와 지하수에 대한 무기물 오염의 영향을 알아내고자 하였다. 이를 위하여 해운대 지열지대에 속하는 해운대온천의 9개 온천공(양탕장, 송도탕, 글로리탕원, 파라다이스호텔, 하이아트호텔, 해운대온천호텔, 조선비치호텔, 청풍탕, 국제탕) 중 8군데(양탕장, 송도탕, 글로리탕원, 파라다이스호텔, 하이아트호텔, 해운대온천호텔, 조선비치호텔, 청풍탕)에서 각각 온천수 시료 HH1, HH2, HH3, HH4, HH5, HH6, HH7, HH8을 채수하였다. 이 중에서 HH7는 심부지하수로 분류하였고, 그 외 온천수는 지열수로 분류하였다. HH7은 온천법상으로는 온천수이지만 해운대 지열지대와는 근원이 다르며 학술적으로는 심부지하수에 속한다. 그리고 송정동(SnJ1), 좌동(Jw1, Jw2, Jw3, Jw4), 중동

(Ju1, Ju2, Ju3), 우동(W1, W2, W3), 재송동(JS1, JS2), 반여동(PY1)에서 14개 지하수 시료를 채취하였다(Fig. 1). 지하수공의 심도는 HH7(공심도 800m)를 제외하고는 45~300m범위이다. 한편, 지열수공의 심도는 119~275m로서 지하수공의 심도와 큰 차이가 없다. 그러나, 지열수는 지하수 km에서 상승하므로 천부지하수의 순환깊이 보다 훨씬 깊다.

등의 산사면을 형성하고 있으며, 해운대 온천이 위치하는 지역은 북북동-남남서 방향으로 발달한 일광단층의 남서측에 위치한다(Fig. 2의 지질도에는 나타나지 않음). 지질을 살펴보면(Fig. 2), 백악기 유천층군에 속하는 안산암질암(안산암질화산각력암, 안산암)이 가장 하부에 위치하고 있으며, 그 위로 역시 유천층군에 속하는 유문데사이트질 화산각력암, 라필리용회암, 구과상유문암, 유문반암이 놓여 있고, 저지대는 제4기 충적층으로 피복되어 있다.<sup>2,3)</sup> 유문암질암은 해운대구 우동, 중동 부근에 주로 분포되며, 야외에서 안산암질화산각력암을 피복하고 있다. 유문암질암(유문데사이트질 화산각력암, 구과상유문암, 유문반암)은 백색 또는 회백색을 띠고 반상조적이 뚜렷한 경우와 유상구조가 더 뚜렷한 경우 등의 양상을 보여준다. 라필리용회암은 장산의 주변부에 비교적 넓은 분포를 보인다. 라필리용회암은 안산암질암을 덮고 있으며 유문반암과 구과상유문암에 의해 피복된다. 유문반암은 장산일대에서 라필리용회암과 구과상유문암을 덮고 있다.

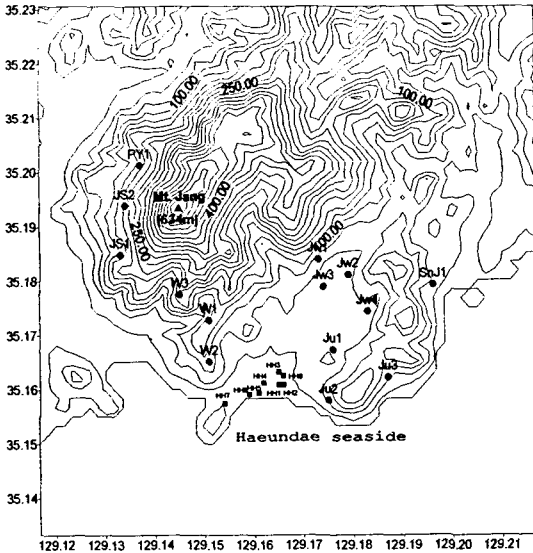


Fig. 1. Sampling sites in the study area.

## 2. 지 질

해운대지역에는 화산암류가 분출하여 장산과 와우산

장산 주변 노두에서 나타나는 절리의 방향과 경사를 측정 한 결과, 주 절리방향은 N30-60E이며 경사는 60-80° SE 또는 60-80° NW를 보여준다. 이들 절리의 방향과 본 지역내에 분포하고 있는 온천공의 방향을 비교해 보면 서로 거의 일치하고 있다.<sup>4)</sup> 해운대 온천지대는 이 지역의 단층의 생성과 연관이 있는 것으로 추정되며 단층면과 이로부터 생성된 이차적인 절리계를 따라 지열수가 유동하는 것으로 보고되고 있다.<sup>5)</sup>

## 3. 시료채취 및 분석방법

지하수 및 지열수의 분석은 현장분석과 실내분석으로 나누어 실시하였다. 지하수의 pH, 온도 및 EC(전기전도

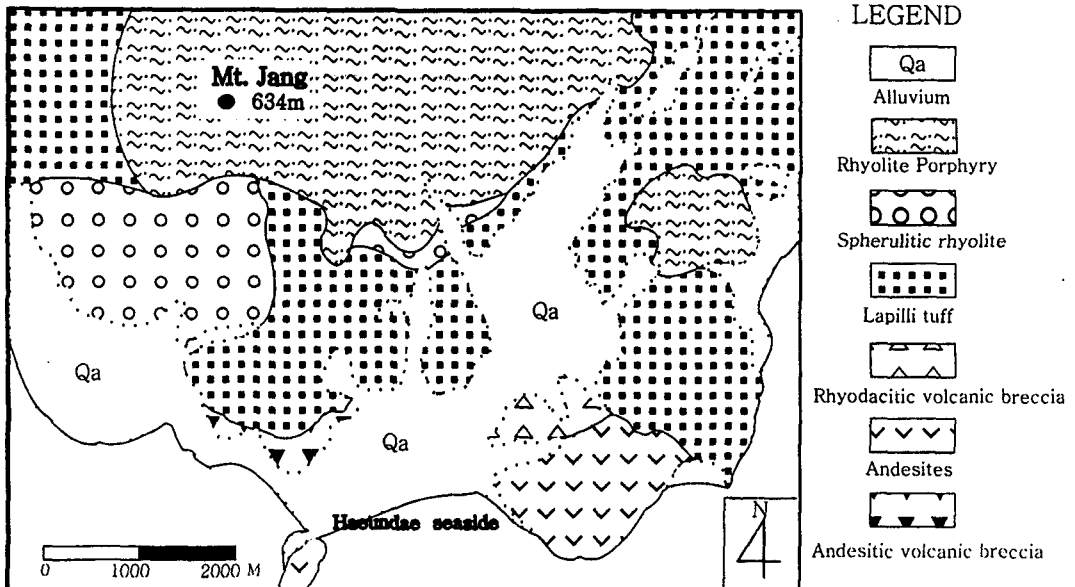


Fig. 2. Geological map of the study area(from Son et al, 1978).

도)와 중탄산( $\text{HCO}_3^-$ ), 탄산이온( $\text{CO}_3^{2-}$ ) 등 온도에 영향을 많이 받는 변수들은 현장에서 분석하였고, 나머지 음이온 및 양이온들은 실험실에서 분석하였다. pH, EC는 각각 휴대용 pH미터(Orion사 Model 250A), EC미터(Orion사 Model 115)를, 온도는 디지털 온도계(Sato사 Model SK-1250MC)를 사용하여 측정하였으며 중탄산( $\text{HCO}_3^-$ ), 탄산이온( $\text{CO}_3^{2-}$ )은 메틸오렌지와 페놀프탈렌 지시약을 사용한 산 중화 적정법으로 현장에서 바로 분석하였다. 채수한 시료 중 Fe, Zn, Cu, Mn, Pb, Al은 유도결합플라즈마 원자발출분광분석기(Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer, 미국 Thermo Jarrell Ash 사의 모델 ICP-IRIS)를 사용하여 기초과학연구원 부산분소에서 분석하였고, K, Na, Ca, Mg는 AAS(Perkin Elmer사의 모델 3100),  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ 은 IC(Dinex사의 모델 DX-300),  $\text{SiO}_2$ 는 ICP(Jobin Yvon사 모델 JY38PLUS),  $\text{NH}_4^+$ 는 흡광광도계(Hach사의 모델 DR-3000)를 사용하여 한국자원연구소에서 분석하였다.

#### 4. 결과 및 고찰

##### 4.1. 물리 화학적 특성과 용존성분의 함량

지하수 시료의 온도는 15.8~23.9°C의 범위이며 평균 온도는 19.4°C를 보이며, 심부지하수(HH8)는 25.5°C이다. 반면, 지열수의 온도는 40.3~58.5°C(평균 48.9°C)이다(Table 1).

지하수 시료의 pH는 6.25~7.18의 범위를 보이며 평균 값은 6.81로서 중성 혹은 약 산성을 나타내는 반면에 지열수 시료의 pH는 7.14~7.63(평균 7.44)의 범위로서 중성에서 약알칼리성을 나타내고 있다.

지하수의 Eh는 91~218mV(평균 145mV)로서 (+)값을 보이는 반면, 지열수의 Eh는 -325~90mV(평균 -115mV)로서 대부분 (-)값을 보이고 있다. 지열수는 지하 심부로부터 유래하므로 환원환경을 나타내며, (+)값을 보이는 것은 측정상의 오차로 판단된다. 지하수는 본래는 환원 환경이지만 대기와 접하는 곳에서 측정되었기 때문에 (+)값을 나타내고 있다.

전기전도도(EC)는 지하수의 경우는 182.2~437  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 이며, 평균값은 331  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 를 보인다. 이에 비해 지열수의 경우는 4100~7780  $\mu\text{S}/\text{cm}$ (평균 6384  $\mu\text{S}/\text{cm}$ )로서 이 값은 우리나라 지열수의 평균 전기전도도(우리나라의 주요 온천지대의 평균 총고용물 함량을 전기전도도로 환산하면 평균 전기전도도는 1025  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 임<sup>6)</sup>)에 비해 상당히 높은 편에 속한다. 그러나, HH7은 바닷가에 위치하며 광의 심도가 깊으므로 직접적으로 해수의 영향을 받아서 EC값이 가장 높게(18010  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) 나타난다. 이에 비해서 지열수는 직접적인 해수의 영향을 받지 않기 때문에 EC값이 HH7보다 낮다.

Ca의 함량은 지하수의 경우 13.7~78.9mg/ℓ(평균 37.455mg/ℓ)를 보이고 있으며, 지열수의 경우 56.6~603mg/ℓ(평균 428mg/ℓ)의 범위를 보이고 있다. 이와 같이 지열수에서 Ca이온의 함량이 더 높게 나타나는 이유는 지하 심부에서 보다 많은 양의 아노르사이트, 각섬

석, 휘석 등의 규산염광물이나 염수에 의해서 Ca이온이 물 속으로 공급되는 것으로 설명될 수 있다(4.3절의 염수의 영향과 4.5절의 요인분석 참조).

Na의 지하수 중의 농도는 11.10~40.9mg/ℓ(평균 20.99mg/ℓ)의 범위를 가진다. 한편, 지열수 중의 Na의 함량은 214~941mg/ℓ(평균 713mg/ℓ)의 범위를 보인다. Na는 가장 풍부한 알칼리 원소로 다수의 광물질 중에 또는 염화나트륨의 형태로 존재한다. 지하수 중의 Na의 기원은 사장석의 용해로 판단되나, 지열수 중의 Na 중 상당량은 염수로부터 유래하는 것으로 보인다.

K의 함량은 지하수에서 0.8~5.31mg/ℓ(평균 2.13mg/ℓ)의 범위를 보이는 반면, 지열수의 경우 5.9~35.3mg/ℓ(평균 24.7mg/ℓ)를 가진다. Na와 K는 규산염광물이 용해작용이나 변질작용을 받을 때 용탈되어 나온다. 이때 용탈된 K이온은 음전하를 띠는 점토광물이나 유기성 콜로이드 입자에 Na보다 강하게 흡착되거나 광물구조내에 쉽게 치환되어 들어가므로, 지하수 중의 K의 농도는 Na보다 훨씬 낮다.<sup>7)</sup> 또한, K의 자연적인 기원은 칼리장석 또는 운모류 등의 용해에서 유래하므로 지하 심부에서 암석과의 반응시간이 상대적으로 긴 지열수에서 K의 농도가 더 높게 나타난다.

Cl의 함량은 지하수의 경우 15.2~74.5mg/ℓ(평균 32.8mg/ℓ)의 함량 범위를 보이고 있다. 그러나, 지열수의 경우는 1080mg/ℓ~2380mg/ℓ(평균 1806mg/ℓ)로 지하수보다 훨씬 높은 값을 보이고 있다. 이것은 염수의 영향일 가능성이 높다.

황산염( $\text{SO}_4^{2-}$ )은 일반적으로 황철광을 함유하고 있는 황화 광물의 산화 또는 용해에 의해서 공급된다.  $\text{SO}_4^{2-}$ 의 함량은 지하수의 경우 1.94~59.5mg/ℓ(평균 25.50mg/ℓ)의 범위를 보인다. 그리고 지열수는 162~225mg/ℓ(평균값 190mg/ℓ)의 범위를 보이고 있다. 이와 같이 지열수에서  $\text{SO}_4^{2-}$ 함량이 높게 나타나는 것은 염수의 영향으로 보이며, 이것은  $\text{SO}_4^{2-}$ 와  $\text{Cl}^-$ 의 높은 상관성(상관계수 0.983)으로도 알 수 있다.

$\text{HCO}_3^-$ 의 함량은 지하수의 경우 46.18~113.9mg/ℓ(평균 78.06mg/ℓ)을 나타내고 있다. 지열수의 경우 24.63~64.65mg/ℓ(평균 38.70mg/ℓ)로서 지열수에서 더 낮게 나타난다. 이것은 토양층의 탄산( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) 용해에 의해서,  $\text{HCO}_3^-$  이온이 심부지하수(지열수)보다 천부지하수보다 높게 나타나는 경향성과 일치한다.<sup>8)</sup>

$\text{SiO}_2$  함량은 규산염 광물의 분해에 의하여 지하수로 유입되며, 물 속에서는 부유입자, 콜로이드, 또는 중합체, 규산 또는 규산이온의 형태로 존재한다.<sup>9)</sup>  $\text{SiO}_2$ 는 지하수의 경우 32.7~54.5mg/ℓ(평균 43.71mg/ℓ)를 나타내며, 지열수의 경우에는 50.4~72.3mg/ℓ(평균 60.9mg/ℓ)를 나타내고 있다. 이와 같이 지열수에서  $\text{SiO}_2$  함량이 높게 나타나는 이유는 지하 심부에서 규산염광물의 용해 때문이다. 그러나, HH7은 해수와 혼합으로 오히려  $\text{SiO}_2$  함량이 감소하고 있다.

Mg의 함량은 지하수의 경우는 1.98~9.34mg/ℓ(평균 6.44mg/ℓ) 범위이고, 지열수의 경우는 0.16~3.98mg/ℓ 범위(평균 2.22mg/ℓ)를 보인다. 보통 천부지하수 중의

Mg이온의 주요 기원으로는 백운석, Mg를 포함한 방해석 등의 용해 및 Mg-산화 광물이나 각섬석, 휘석 등의 규산염 광물의 용해에 의한 것으로 알려져 있다.<sup>10)</sup> 반면에, 고온에서는 녹니석, 일라이트 운모, 몬모릴로나이트 그리고 가끔은 돌로마이트의 형성에 의해서 Mg의 농도가 급속히 감소한다.<sup>11)</sup> 본 연구지역에서는 백운석, Mg를 포함한 방해석 등이 나타나는 것이 알려져 있지 않으므로 천부지하수에서는 주로 운모의 용해로부터 Mg가 공급되는 것으로 판단된다. 그러나, 고온의 지열수에서는 Mg이온이 녹니석, 운모, 몬모릴로나이트 등에 들어감으로써 물속의 Mg의 함량이 감소하게 된다(4.3절의 염수의 영향 참조).

F<sup>-</sup>의 함량은 지하수의 경우는 0.24~0.27mg/ℓ(평균 0.26mg/ℓ)이고, 지열수의 경우는 0.88~1.26mg/ℓ(평균 1.03mg/ℓ)의 범위 보인다. F<sup>-</sup>는 화강암, 편암, 편마암 지대의 심부지하수에서 높은 함량을 보이는 이온으로 알려져 있다.<sup>10)</sup> 또한, F<sup>-</sup>는 형석(CaF<sub>2</sub>) 광상주위에서 높게 나타난다. 연구지역의 F<sup>-</sup>이온은 각섬석과 인회석(Cas(Cl, F, OH)(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>)과 관련되는 것으로 보인다.<sup>12)</sup> 지열수에서 F<sup>-</sup>이온이 상대적으로 높게 나타나는 이유는 심부보다 천부에서 더 많은 F<sup>-</sup>이온이 점토광물(집사이트, 카오리나

이트, 할로이사이트)에 흡착되기 때문으로 보인다.<sup>12)</sup>

NO<sub>3</sub><sup>-</sup>함량은 지하수의 경우 0.3~7.69mg/ℓ(평균 2.88mg/ℓ)의 범위를 보이고 있다. 이에 비해 지열수는 0~0.69mg/ℓ(평균 0.22mg/ℓ)를 보인다. NO<sub>3</sub><sup>-</sup>는 지질매체와의 반응에 의한 것이라기 보다 유기물의 부식, 생활하수나 축산 폐수 등의 지하로의 오염에 의하여 물 속에 존재하게 되므로, 이는 지하수가 지열수에 비해서 인위적인 오염의 영향을 많이 받고 있음을 나타낸다.

Fe, Zn, Cu, Al, Mn, Pb의 함량을 보면, 지하수 중 JS2에서 아연의 음용수 기준치(1.0mg/ℓ)를 초과하고, Jw4와 W2에서 알루미늄의 음용수 기준치(0.2mg/ℓ)를 초과하고 있으나, 그 외 시료는 모두 아연(1.0mg/ℓ), 동(1.0mg/ℓ), 철(0.3mg/ℓ), 알루미늄(0.2mg/ℓ), 망간(0.3mg/ℓ), 납의 음용수 기준치(0.05mg/l)를 초과하지 않는다(Table 1). 이것은 지하수 중의 일부가 중금속에 의해서 오염되어 있으나, 대부분의 지하수는 오염의 영향을 받지 않고 있음을 시사한다. 한편, 지열수 중에서는 HH3가 알루미늄의 음용수 기준치를 10배 이상 초과하고 있으나, 이는 인위적인 오염보다는 장석, 준장석, 운모, 각섬석 등으로부터 유래하는 것으로 판단된다.

Table 1. Physical and chemical components of groundwater and geothermal water samples in the study area

Sample No	Depth (m)	Temp (°C)	pH	EC	Et (V)	SiO <sub>2</sub> (mg/ℓ)	Ca (mg/ℓ)	K (mg/ℓ)	Mg (mg/ℓ)	Na (mg/ℓ)	Fe (mg/ℓ)	Zn (mg/ℓ)	Cu (mg/ℓ)	F (mg/ℓ)	Cl (mg/ℓ)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/ℓ)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/ℓ)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/ℓ)	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg/ℓ)	Al (mg/ℓ)	Mn (mg/ℓ)	Pb (mg/ℓ)	(-/-)
Sn1	86	21.2	6.75	386	0.1	41.2	21.9	5.31	8.56	40.9	0.011	0.03	0.018	0.26	33.2	2.61	30.5	80.04	0.09	ND	ND	ND	1.27
Jw1	150	19.5	6.98	301	0.11	18.7	19.8	1.81	6.04	16.1	0.005	0.056	0.011	0.26	17.3	0.3	19.6	73.88	0.06	ND	ND	ND	1.05
Jw2	100	18.6	6.74	345	0.165	41.9	46.4	1.54	3.31	21.9	0.004	0.068	0.005	0.25	36.5	0.56	38.7	107.75	0.05	ND	ND	ND	0.99
Jw3	100	19.8	6.99	437	0.16	44.4	45.3	2.61	7.93	22.4	0.01	1.611	0.012	0.24	31.1	1.63	59.5	113.9	0.03	ND	0.011	ND	1
Jw4	150	18	6.55	383	0.1	46.6	29.8	4.13	8.03	20.6	0.015	0.015	0.009	0.25	35	1.8	43.1	61.57	0.05	0.237	ND	ND	1.07
Ju1	235	22	6.67	1822	0.217	32.7	19.6	1.21	4.83	11.1	0.011	0.453	0.018	0.26	15.2	0.85	1.94	70.8	0.02	ND	ND	ND	1.15
Ju2	120	23.9	6.74	428	0.091	41.7	32.1	2.73	8.98	21.2	0.022	0.403	0.014	0.26	74.5	7.04	2.22	61.57	0.13	ND	0.007	ND	1.02
Ju3	120	22.6	6.87	310	0.14	34	25.7	2.39	9.34	14.5	0.019	0.149	0.245	0.25	27.3	3.51	30.7	35.41	0.03	ND	0.005	ND	1.15
W1	45	18.4	7.02	215	0.2	44	17.3	1.4	3.99	14.8	ND	0.127	0.008	0.26	15.7	0.76	4.25	73.88	0.03	ND	ND	ND	1.06
W2	95	17.7	6.39	389	0.163	47.4	39.6	1.78	8.95	21.5	0.004	0.078	0.624	0.26	50	7.69	9.35	98.51	0.04	0.709	ND	ND	1.11
W3	105	18	7.04	367	0.15	50.2	34	1.16	7.72	22.2	ND	0.012	0.005	0.27	37	3.72	35.4	86.2	0.03	ND	ND	ND	1.02
JS1	180	18.5	7.13	310	0.14	54.5	2.91	0.86	1.98	16.1	0.006	0.06	0.034	0.26	24.2	3.61	16.4	70.8	0	ND	ND	ND	0.45
JS2	300	17.2	7.17	332	0.158	45.1	32.4	0.8	4.89	16.4	0.028	2.18	0.018	0.27	23.6	1.81	20.1	92.35	0.04	ND	0.003	ND	1.07
PY1	150	15.8	6.25	251	0.132	39.5	25.9	2.19	5.6	34.2	0.053	0.133	0.027	0.25	38.4	4.4	45.3	46.18	0.03	ND	0.004	ND	1.15
Min	45	15.8	6.25	1822	0.091	32.7	2.91	0.8	1.98	11.1	ND	0.012	0.005	0.24	15.2	0.3	1.94	46.18	0				
Max	300	23.9	7.17	437	0.217	54.5	46.4	5.31	9.34	40.9	0.053	2.186	0.624	0.27	74.5	7.69	59.5	113.9	0.13	0.709	0.011		
Average	138.3	19.4	6.81	331.1	0.145	43.71	28.05	2.14	6.44	20.99	0.016	0.384	0.075	0.257	32.8	2.88	25.5	78.06	0.045				
St.Dev	65.4	2.3	0.28	75.96	0.038	5.91	11.69	1.27	2.37	7.96	0.014	0.665	0.017	0.008	15.5	2.3	17.84	19.75	0.032				
HH7	800	25.5	7.59	1810.0	-0.25	25.4	1680	16.8	136	2250	ND	0.022	ND	0.3	6250	0.03	778	30.78	0.1	ND	0.043	ND	
HH1	150	48.6	7.43	5390	-0.05	53.2	56.6	5.9	1.16	214	0.005	0.169	0	1.19	1080	0.21	162	49.26	0.1	ND	0.006	ND	0.35
HH2	150	56	7.28	6990	0.09	67.6	535	33.1	3.98	839	0.006	0.026	0	0.95	2190	0.33	225	40.02	0.12	ND	0.092	ND	0.96
HH3	250	42.8	7.63	4100	0.075	58.6	320	19.4	1.5	556	0.01	0.028	0.103	1.26	1270	0.69	167	64.65	0.1	2.299	0.047	ND	1
HH4	275	49	7.46	7260	-0.29	63.3	512	32.3	2.43	828	0.014	0.025	0	0.93	2140	0.09	205	24.63	0.1	ND	0.081	ND	0.96
HH5	250	4.03	7.14	7520	-0.325	60.7	603	30.6	2.73	941	ND	0.024	0.007	1.02	2390	0	215	24.63	0.1	ND	0.101	ND	1
HH6	200	47.3	7.6	5650	-0.183	50.4	4.4	36.3	2.34	712	0.012	0.016	0	0.95	1700	0.14	184	43.1	0.1	ND	0.041	ND	0.98
HH8	119	58.5	7.56	7780	-0.12	72.3	562	35.3	2.43	900	ND	0.006	0	0.88	1880	0.05	175	24.63	0.1	ND	0.084	ND	1.2
Min	119	40.3	7.14	4100	-0.325	50.4	57	5.9	0.16	214	0.005	0.006	0.000	0.8	1080	0.00	162	24.63	0.10				
Max	275	58.5	7.63	7780	-0.12	72.3	603	35.3	3.98	941	0.014	0.169	0.003	1.26	2380	0.69	225	64.65	0.12	2.299	0.101		
Average	199.1	48.9	7.44	6384	-0.115	60.9	428	24.7	2.22	713	0.009	0.042	0.016	1.03	1806	0.22	190	38.70	0.10				
St.Dev	60.8	6.5	0.18	1361	0.174	7.7	190	11.0	1.17	255	0.004	0.657	0.039	1.04	496	0.24	25	15.27	0.01				

\* N.D. indicates not detected. Detection limit : Al 0.005, Cu 0.003, Fe 0.003, Mn 0.002, Pb 0.008mg/ℓ.

4.2. 수질의 유형

연구지역의 지하수 및 지열수의 수질형을 파악하기 위해 파이프 다이어그램(Piper diagram)에 수질을 도시해 본 결과, 천부지하수는 대부분이 Ca-HCO<sub>3</sub> 형에 속하나, 심부지하수인 HH7은 Na-Cl 형에 속한다(Fig. 3). 천부지하수에서 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>가 우세한 것은 장석의 용해 및 CO<sub>2</sub>(g)의 영향을 지시한다. 또한, HH7이 Na-Cl 형에 속하는 것은 HH7이 해변가에 위치하므로 해수의 영향을 직접적으로 받고 있기 때문으로 보인다. 한편, 지열수의 수질형은 Na-Cl 형에 속한다. 그러나, 지열수의 Na-Cl 형은 HH7과는 달리 해수의 직접적인 영향을 받고 있다기 보다는 장석의 용해, 유체포유물 및 염수의 복합적인 영향으로 판단된다.

전체 이온 총량에 대한 주성분 양이온인 Ca, K, Mg, Na의 평균비와 주성분 음이온인 F, Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>의 평균비를 각각 이온 총량에 대한 백분율로 나타내보면, 천부지하수의 경우, 양이온에서는 Ca>Na>Mg>K의 순을 나타내고 있으며, 음이온에서는 HCO<sub>3</sub>>Cl>SO<sub>4</sub>>F의 순을 나타낸다. 그러나, 심부지하수(HH7)의 경우에는 양이온에서는 Na>Ca>Mg>K 그리고 음이온에서는 Cl>SO<sub>4</sub>>HCO<sub>3</sub>>F의 순을 나타낸다. 한편, 지열수의 경우에는 양이온에서는 Na>Ca>K>Mg의 순을 그리고 음이온에서는 Cl>SO<sub>4</sub>>HCO<sub>3</sub>>F의 순을 나타낸다.

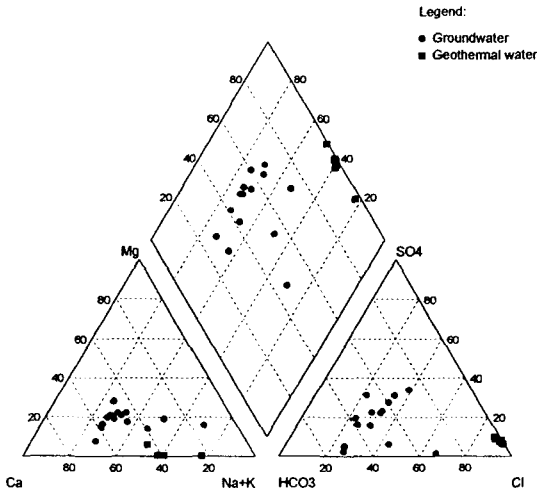


Fig. 3. Piper diagram of samples in the study area.

4.3. 염수의 영향

해운대지역 천부지하수와 지열수에 대한 염수의 영향을 살펴보기 위해서 Cl<sup>-</sup>이온에 대한 Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>의 관계도를 작성하였다(Fig. 4). 먼저, Cl<sup>-</sup>와 Na<sup>+</sup>의 관계를 보면, 천부지하수는 염수와 나트륨간에 낮은 상관성(상관계수 0.351)을 보이므로 염수의 영향이 낮음을 지시한다. 반면, 지열수에서는 상관계수가 0.9122로서 매우 높게 나타나며 시료들이 해수 회석선<sup>13,14)</sup>에 가깝게 위치한다는 것은 지열수가 염수의 영향을 받고 있음을 지시한다.

Cl<sup>-</sup>과 Ca<sup>2+</sup>이온간의 상관성을 보면, 천부지하수에서는 상관성이 낮은(상관계수 0.453) 반면, 지열수에서는 높게(상관계수 0.918) 나타난다. 또한, 천부지하수 및 지열수의 모든 시료들이 해수 회석선보다 위에 위치한다. 이것은 지하수의 경우에는 염수의 영향이 아닌 다른 요인(Ca-사상석이나 방해석의 용해 등)에 의해서 지배되고, 지열수는 염수와 연관성은 있으나 물-광물 반응이 더 중요한 요인임을 지시한다.

Cl<sup>-</sup>과 Mg<sup>2+</sup>의 상관성을 보면, 천부지하수의 경우에는 상관계수가 0.527, 지열수의 경우에는 0.856으로서 지열수가 지하수보다 높게 나타난다. 해수 회석선을 기준으로 볼 때, 천부지하수는 상부에 그리고 지열수는 하부에 위치한다. 지하수에서 Cl<sup>-</sup>과 Mg<sup>2+</sup>의 관계는 염수의 영향 보다는 물-광물(흑운모, 백운모, 정장석 등)반응을 지시한다. 그러나, 지열수에서는 물 속에 용해되어 있는 Mg<sup>2+</sup> 이온이 녹니석, 운모, 몬토릴로나이트 등의 Mg를 포함하는 광물에 들어감으로써 농도가 급격히 감소하기 때문으로 설명될 수 있다.<sup>11)</sup>

Cl<sup>-</sup>과 K<sup>+</sup>의 관련성을 보면, 천부지하수의 상관성은 낮게 나타나며(상관계수 0.285), 지열수의 상관성은 높다(상관계수 0.850). 해수 회석선으로 볼 때, 천부지하수는 해수 회석선보다 위에 위치하는 반면에 지열수는 이보다 밑에 위치하고 있다. 따라서, 천부지하수 중의 칼륨이온은 염수와 연관성이 작으며, 지열수의 경우에는 부분적으로 염수의 영향을 받은 것으로 보인다.

Cl<sup>-</sup>과 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>의 관계도에서는, 천부지하수는 상관성을 거의 보이지 않으며, 대부분이 해수 회석선보다 위에 위치하는 반면에, 지열수는 매우 높은 상관성(상관계수 0.903)을 가지며 거의 대부분이 해수 회석선보다 밑에 위치한다. 이는 천부지하수 중의 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>는 물-암석 반응이나 인위적인 오염으로부터 유래하고, 지열수 중의 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>는 상당 부분이 염수로부터 유래함을 지시한다.

Cl<sup>-</sup>과 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>의 관계도를 보면, 천부지하수는 거의 상관성을 보이지 않으며, 해수 회석선보다 훨씬 위에 위치하는 반면에, 지열수는 비교적 높은 반비례의 상관성(상관계수 -0.793)을 보이며, 해수 회석선보다 위에 위치한다. 천부지하수와 지열수 중의 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>이온의 기원은 염수와 무관함을 지시한다.

4.4. 물-광물 반응

물-광물반응과 광물의 활동도 및 포화지수를 알아내기 위한 모델링 코드에는 WAETRQ4F<sup>15)</sup>, MINTEQA2,<sup>16)</sup> PHREEQC,<sup>17)</sup> NETPATH<sup>18)</sup> 등이 있다. 본 연구에서는 물 속의 이온과 광물간의 반응에 대한 모델로서, 광물의 포화지수와 물-광물평형을 알아내는데 널리 쓰이고 있는 PHREEQC를 이용하였다. 먼저, 각 광물의 포화도와 물-암석 반응에 대한 이론적인 광물 상평형 관계를 알기 위하여 각 광물에 대한 포화지수(Saturation Index, SI)를 구하였다(Table 2, Table 3). 지하수와 지열수의 시료는 김사이트, 카오리나이트, 운모, 석영, 옥수, 일라이트에 대해서는 대부분이 과포화 상태에 있고, K-장석은 불포화상태와 과포화상태가 각각 반반 정도이다

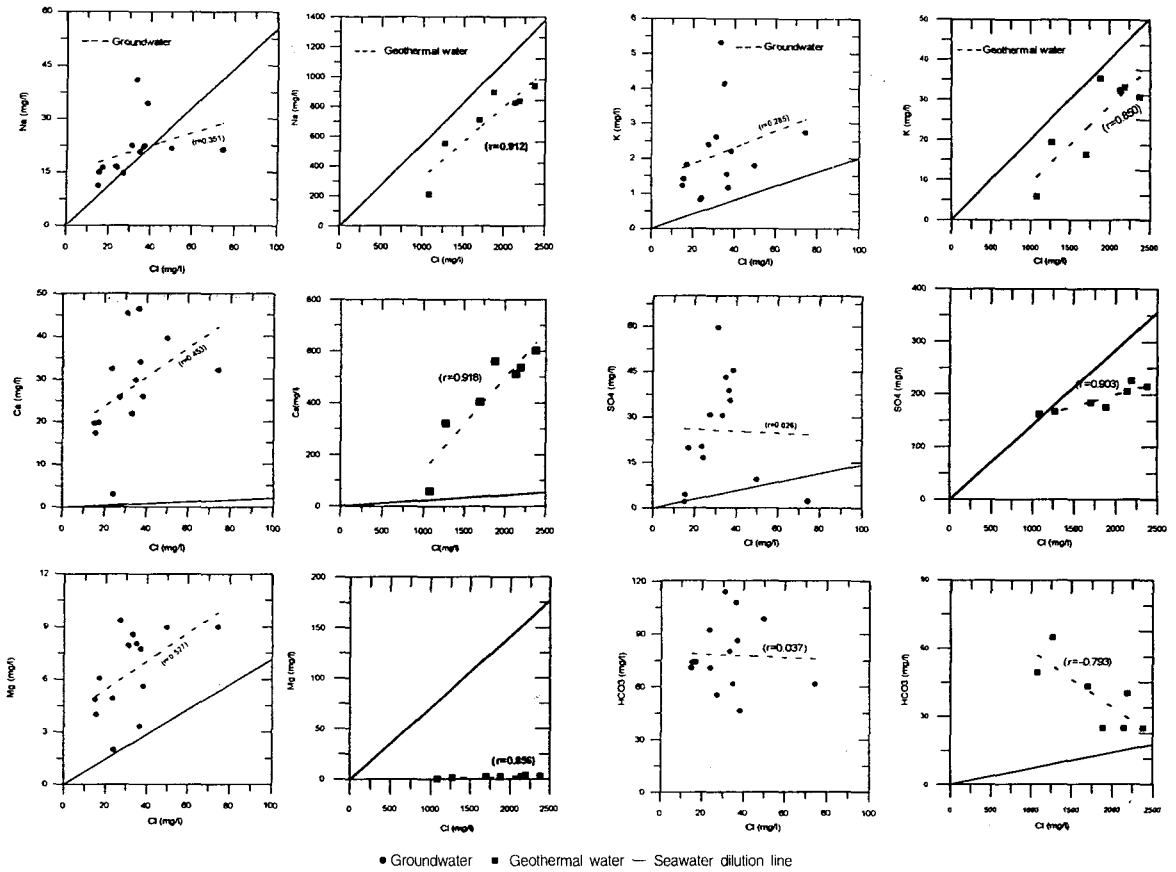


Fig. 4. Relation between  $\text{Cl}^-$  and other major ions ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{HCO}_3^-$ ) for the groundwater and the geothermal water.

(Table 2). 그리고 돌로마이트, 시테라이트, 석고, 경석고, 아라곤나이트. 방해석, 활석, 형석, Na-사장석, Ca-사장석, K-장석,  $\text{CO}_2(\text{g})$  대해서는 불포화 상태에 있다.

깃사이트-카오리나이트, 미사장석-카오리나이트, 미사장석-백운모, 백운모-카오리나이트, 백운모-깃사이트, 알바이트-카오리나이트의 관계식을 이용하여<sup>19, 20)</sup>, 25°C, 1기압에 대해서  $[\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+]^2$ ,  $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{H}^+]^2$ ,  $[\text{Na}^+]/[\text{H}^+]$ ,  $[\text{K}^+]/[\text{H}^+]$  그리고  $[\text{H}_4\text{SiO}_4]$ 의 대수값을 각각 종축과 횡축으로 하는 각 광물의 안정영역에 천부지하수와 지열수시료를 도시하였다(Fig. 5. 여기서 [ ]는 각 이온의 활동도를 의미한다). 지하 심부 지열수층(100°C 이상의 고온)의 상평형 관계에서 활동도계수와 이온활동도는 온도 변화에 따라 그렇게 큰 영향을 받는 않으나,  $[\text{H}_4\text{SiO}_4]$ 는 광물들의 안정영역 경계에 의해서 상당히 크게 영향을 받을 수도 있다.<sup>21)</sup>

$\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 계(Fig. 5(a))에서는, 지하수와 지열수는 대부분이 카오리나이트 안정영역에 위치하고 일부는 K-장석 안정영역에 위치하고 있다. 이것은 지하수가 시간이 지남에 따라서 카오리나이트 안정영역으로부터 K-장석 안정영역으로 이동한다는 것을 지시한다. 또한, 이들 중 일부는 카오리나이트 안정영역에서 피로필

라이트 안정영역으로 그리고 다시 K-장석 안정영역으로 바뀌고 있음을 보여주고 있다. 이에 대하여, 지열수는 K-장석 안정영역에 있었으나, 지표에 가까워지면서 카오리나이트 안정영역으로 또는 피로필라이트 안정영역을 거쳐 카오리나이트 안정영역으로 이동함을 나타낸다.

$\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 계(Fig. 5(b))에서는 지하수의 경우, 대부분이 카오리나이트 안정영역에 속하지만, 일부는 알바이트 안정영역에 위치하고 있다. 이는 지하수가 카오리나이트 안정영역에서 알바이트 안정영역으로 바뀌어 가고 있으며, 일부는 카오리나이트 안정영역에서 피로필라이트 안정영역을 거쳐 알바이트 안정영역으로 이동하고 있음을 보여주고 있다. 한편, 지열수는 지하 심부에서 지표쪽으로 이동함에 따라, 알바이트 안정영역에서 카오리나이트 안정영역으로 이동하고 있으며, 일부는 알바이트에서 피로필라이트 안정영역으로 이동하고, 다시 카오리나이트 안정영역으로 이동하고 있음을 보여주고 있다. 이태리 Campania 지방의 지열수<sup>22)</sup>에서도 온도가 낮아짐에 따라 알바이트 안정영역에서 카오리나이트 안정영역으로 이동하고 있음을 보여준다.

$\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 계(Fig. 5(c))에서는, 대부분의 지하수와 지열수시료가 카오리나이트 안정영역에 속하

Table 2. Saturation indices of some minerals and CO<sub>2</sub>(g) in the groundwater

Sample	Aragonite	Dolomite	Siderite	Gypsum	Anhydrite	Fluorite	SiO <sub>2</sub>	Chalcedon	Quartz	Calcite
JS1	-1.61942	-3.05465	-2.56041	-2.48472	-2.71824	-2.56583	-0.53393	0.318662	0.759719	-1.47288
JS2	-1.46658	-2.87753	-2.73791	-2.67153	-2.91019	-2.5493	-0.44726	0.411272	0.857795	-1.31878
Ju1	-1.2286	-3.04403	-2.93948	-2.08271	-2.32379	-2.25091	-0.50436	0.357347	0.80679	-1.08012
Ju2	-0.96575	-2.1135	-2.30512	-1.93509	-2.17285	-2.3346	-0.48963	0.367846	0.8134	-0.80817
Ju3	-1.86032	-3.7384	-2.77826	-2.20392	-2.44656	-2.78744	-0.45302	0.410813	0.862213	-1.71139
Jw1	-1.7408	-3.48748	-2.63058	-3.65534	-3.8863	-2.56452	-0.64123	0.208586	0.647092	-1.59485
Jw2	-1.52594	-2.98057	-2.33548	-3.45971	-3.68393	-2.42353	-0.55129	0.292007	0.72451	-1.38138
Jw3	-1.55816	-2.94784	-2.34723	-2.40196	-2.63087	-2.53495	-0.62935	0.218399	0.655	-1.41265
Jw4	-1.48239	-3.0446	-2.92356	-3.36038	-3.60202	-2.56778	-0.48202	0.380397	0.830491	-1.33377
PY1	-0.06515	-1.68531	-4.61741	-0.9583	-1.03272	-0.84413	-0.55596	0.208388	0.568236	0.062632
SnJ1	-0.42422	-2.44024	-4.19949	-0.9135	-1.05064	-0.63687	-0.50674	0.283543	0.667256	-0.29093
W1	0.231156	-1.01	-4.59617	-1.04087	-1.12876	-0.86256	-0.64636	0.122949	0.487358	0.359994
W2	0.152523	-0.12241	-4.03788	-0.26188	-0.4751	-1.41816	-0.75016	0.087714	0.515221	0.295934
W3	0.160343	-1.28423	-6.11438	-0.9901	-0.9839	-0.94119	-0.56619	0.171391	0.506609	0.282439
HH7	-1.16187	-2.41565	-2.89431	-2.24018	-2.48281	-2.30343	-0.42106	0.442777	0.894176	-1.01294

Sample	Gibbsite	Kaolinite	Albite	Anorthite	K-feldspar	K-mica	Talc	Illite	CO <sub>2</sub> (g)
JS1	1.089131	4.506039	-1.2672	-3.93503	0.23266	7.998968	-5.22545	2.103809	-1.87052
JS2	1.028663	4.573997	-1.25387	-3.5917	0.204925	7.840954	-4.14085	2.202237	-2.1407
Ju1	1.178033	4.766876	-1.39799	-3.63051	-0.13186	7.798055	-6.83131	1.956573	-1.74985
Ju2	1.000164	4.429512	-1.2624	-3.37675	0.207766	7.788468	-3.99812	2.10793	-1.97308
Ju3	2.88327	8.285594	-0.241013	-0.73424	1.969652	13.30679	-6.67778	6.202414	-1.812
Jw1	1.086038	4.277961	-2.22356	-4.25468	-0.80913	6.955369	-6.63674	1.204834	-1.83151
Jw2	0.992761	4.254215	-1.68589	-3.77334	-0.22272	7.365857	-4.84954	1.659433	-1.95975
Jw3	0.96938	4.062988	-1.98836	-3.92657	-0.40216	7.132367	-4.53877	1.438473	-2.14057
Jw4	1.050993	4.559312	-1.34033	-3.67505	0.05752	7.732234	-4.69569	2.603733	-2.18431
PY1	-0.78772	0.477762	-1.04875	-3.0676	-0.39515	3.784483	0.303367	-1.21231	-3.03615
SnJ1	-0.12172	1.976284	-0.55941	-2.83397	-0.107066	5.564764	-2.39655	0.126161	-2.76392
W1	-0.85234	0.180568	-1.31404	-3.29441	-0.87269	3.166672	0.586176	-1.69633	-2.93121
W2	0.080268	2.019673	-0.40296	-2.84979	-0.21838	5.559028	2.054521	0.409137	-3.29988
W3	-1.25053	-0.53848	-1.35359	-3.14723	-0.79335	2.521739	2.005917	-2.1835	-3.10023
HH7	1.046088	4.675159	-0.97864	-3.30896	0.166124	7.828901	-3.66525	2.291818	-2.14926

Table 3. Saturation indices of some minerals and CO<sub>2</sub>(g) in the geothermal water

Sample	Aragonite	Dolomite	Siderite	Gypsum	Anhydrite	Fluorite	SiO <sub>2</sub>	Chalcedon	Quartz	Calcite
HH1	-1.7003	-3.49795	-3.23428	-2.75479	-2.99814	-3.36664	-0.44288	0.422014	0.874395	-1.55115
HH2	-2.15755	-3.92424	-2.56465	-3.51502	-3.7564	-3.33107	-0.39014	0.471924	0.921693	-2.009
HH3	-1.02056	-2.32114	-1.80691	-2.47741	-2.722	-2.28866	-0.46095	0.405732	0.859753	-0.87102
HH4	-2.3697	-4.88288	-2.67107	-2.23035	-2.47799	-2.471	-0.50559	0.366109	0.824752	-2.2191
HH5	-0.56771	-2.93656	-4.59234	-1.64025	-1.71882	-1.34718	-0.63487	0.130638	0.491555	-0.43968
HH6	-0.25088	-1.86888	-5.17422	-0.9064	-0.92247	-0.88202	-0.57433	0.170148	0.511709	-0.12732
HH8	0.325034	-0.92565	-4.24993	-1.11263	-1.23365	-0.62041	-0.54989	0.23279	0.609511	0.456716

Sample	Gibbsite	Kaolinite	Albite	Anorthite	K-feldspar	K-mica	Talc	Illite	CO <sub>2</sub> (g)
HH1	3.396588	9.335308	0.639153	0.095782	1.987729	14.34992	-7.48066	7.034397	-1.45878
HH2	0.957362	4.554886	-1.00869	-4.22178	0.139683	7.627677	-4.56103	2.090136	-2.30836
HH3	0.978215	4.467086	-1.17293	-3.34149	-0.04764	7.475078	-3.71663	1.993419	-2.25434
HH4	0.366929	3.168397	-2.53465	-6.72915	-1.27357	5.019141	-9.49306	-0.31674	-1.63942
HH5	-0.71071	0.47651	-1.7976	-4.01674	-1.28574	3.044383	-3.54803	-2.04238	-2.6201
HH6	1.781848	5.528101	1.329785	2.152063	1.916782	11.28044	0.607835	4.489844	-2.90996
HH8	-0.69067	0.731746	-0.96184	-3.11041	-0.28813	4.046208	0.079081	-0.94898	-2.79729

고 있으며, 일부는 피로필라이트 안정영역에 속하고 있다. 이는 지하수가 카오리나이트 안정영역에서 피로필라이트 안정영역으로 진화하고 있는 단계임을 나타낸다. 반대로, 지열수는 피로필라이트 안정영역에서 카오리나

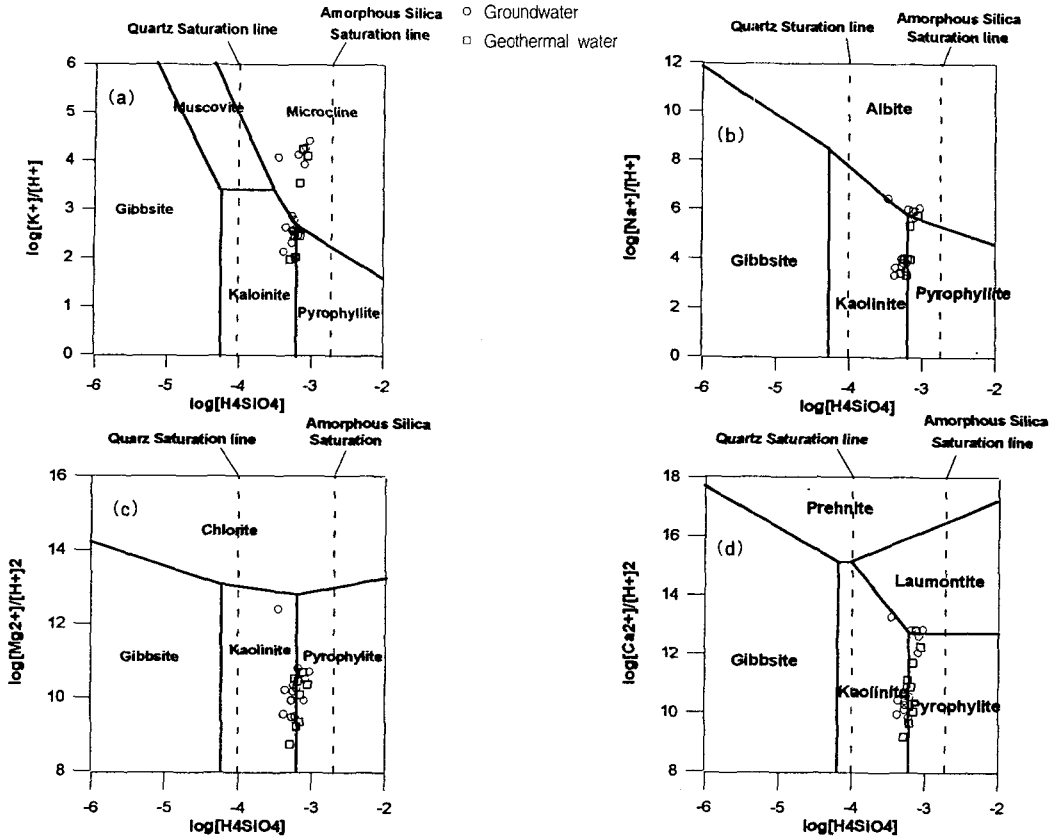


Fig. 5. Phase stability diagram of some minerals by Helgeson et al.(1978) and Bowers et al. (1984) in (a) the system  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ , (b) the system  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ , (c) the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  and (d) the system  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  at 298K and 1 atm.

이트 안정영역으로 바뀌고 있음을 나타낸다.

$CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ 계(Fig. 5(d))에서는, 지하수는 카오리나이트 안정영역에서 로몬타이트 안정영역으로 또는 카오리나이트 안정영역에서 피로필라이트 안정영역으로 그리고 다시 로몬타이트 안정영역으로 이동하고 있음을 보여주고 있다. 한편, 지열수는 로몬타이트 안정영역에서 피로필라이트 안정영역을 거쳐 카오리나이트 안정영역으로 바뀌고 있음을 보여주고 있다.

#### 4.5. 요인 분석

본 연구에서는 통계 패키지 SAS를 이용하여 요인분석을 수행하였다. 요인 추출모델은 PCA(principal component analysis)방식을 이용하였으며, 다요인 가정에 적합하고 요인해석이 용이한 Varimax 직각회전 방식을 택하였다. 요인의 선정은 1이상의 고유값(eigenvalue)을 채택하였다.<sup>20)</sup> 독립변수는 EC,  $SiO_2$ ,  $Ca^{2+}$ , K<sup>+</sup>,  $Mg^{2+}$ , Na<sup>+</sup>,  $Cl^-$ ,  $NO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $NH_4^+$ , F<sup>-</sup>로 하였다.

지하수의 요인분석 결과(Table 4), 4개의 요인(요인 1은 EC,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^{2-}$ ,  $NH_4^+$ , 요인 2는 Na<sup>+</sup>,  $SO_4^{2-}$ , K<sup>+</sup>, F<sup>-</sup>, 요인 3은  $Ca^{2+}$ ,  $HCO_3^-$ , 요인 4는  $SiO_2$ )이 추출되었다.

요인 1, 요인 2, 요인 3, 요인 4의 전체자료에 대한 기여율(percent of variance)은 각각 34.99%, 18.88%, 15.82%, 9.83%로서 이들 4개의 요인으로서 설명되어질 수 있는 전체 분산은 79.5%에 달한다. 요인 1의 고유치(eigenvalue)는 3.37로서 요인 2와 요인 3의 고유치인 2.44와 2.23보다 크므로 전체 분산을 설명하는데 있어서 요인 1이 더 높은 비중을 차지하나 요인 2와 요인 3도 비중이 높은 편이다. 요인 1을 구성하는 시료는 EC,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $NH_4^+$ ,  $NO_3^{2-}$ 가 같이 묶이는 것을 보아 인위적인 오염원의 영향을 나타내는 것으로 보인다. 요인 2는 K와  $SiO_2$ 의 상관성이 비교적 높은 것으로 보아(상관계수 0.641) 정장석이나 운모 용해를 지시하나 오염에 의한 영향도 있는 것으로 보인다. 요인 3은  $Ca^{2+}$ ,  $HCO_3^-$ 로 구성되는데, 상관 분석에서  $Ca^{2+}$ 와  $HCO_3^-$ 가 비교적 높은 상관계수(0.615)를 보이는 것으로 보아 방해석이나 사장석의 용해에 의한 것으로 판단된다. 요인 4를 구성하는  $SiO_2$ 는 비정질 실리카의 용해와 관련된 것으로 보인다(Fig. 5). 지열수의 요인분석 결과(Table 5) 요인 1은 EC,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ , Na<sup>+</sup>, F<sup>-</sup>,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $SiO_2$ 로 요인 2는 K<sup>+</sup>,  $NO_3^-$ ,  $HCO_3^-$ 로 대표된다. 요인 1을 구성하는 이온들은 이들간의 높은



상관성으로 보아 지하 심부의 물-광물 반응과 염수의 영향을 나타내며, 따라서 지열수의 온도와 관련이 있는 것으로 판단된다. 요인 2에서 K<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>는 장식의 용해 및 인위적인 오염의 영향으로 설명할 수 있다. 요인 1의 전체 자료의 분산설명도는 70.38%, 요인2의 설명도는 21.14%로서 요인 1의 비중이 요인 2보다 3배 이상 더 큰 것으로 나타난다.

Table 4. Varimax factor matrix of chemical constituents and factor scores for the groundwater

Variable	Factor1	Factor2	Factor3	Factor4	Communality
EC	0.60467	0.39112	0.54713	0.29421	0.904506
Na	0.30618	0.77903	-0.05568	0.12373	0.719042
K	0.36175	0.82405	-0.14205	-0.18154	0.863057
Mg	0.70063	0.32659	0.13969	-0.28008	0.695509
Ca	0.32214	0.09214	0.86654	-0.22858	0.915408
NH	0.76987	0.22264	-0.08554	-0.07336	0.654968
F	0.17621	-0.51727	-0.35047	0.51377	0.6854
Cl	0.90779	0.08168	0.17585	0.03122	0.86265
SO <sub>4</sub>	-0.24736	0.73547	0.49745	-0.06135	0.853326
NO <sub>3</sub>	0.81119	-0.10839	-0.0558	0.1395	0.692349
HCO <sub>3</sub>	-0.10765	-0.09166	0.83926	0.26311	0.793578
SiO <sub>2</sub>	-0.04803	0.01233	0.14603	0.93771	0.903087
Eigenvalue	3.365583	2.439095	2.230365	1.507589	
Variance explained by factor	34.99	18.88	15.82	9.83	
Cumulative percent of variance	34.99	53.87	69.69	79.52	

Table 5. Varimax factor matrix of chemical constituents and factor scores for the geothermal water

Variable	Factor1	Factor2	Communality
EC	0.96687	-0.22613	0.985983
Na	0.93845	-0.2738	0.956651
K	-0.22939	-0.83121	0.743538
Mg	0.99404	0.04848	0.990472
Ca	0.94682	-0.24742	0.957686
F	-0.91821	0.34095	0.959354
Cl	0.97702	-0.17548	0.985365
SO <sub>4</sub>	0.995	-0.0037	0.990039
NO <sub>3</sub>	-0.36235	0.71222	0.638558
HCO <sub>3</sub>	-0.2613	0.93505	0.942604
SiO <sub>2</sub>	-0.87202	-0.39564	0.916961
Eigenvalue	7.7413	2.3249	
Variance explained by factor	70.38	21.14	
Cumulative percent of variance	70.38	91.51	

4.6. 지화학적 온도계

지화학적 온도계 또는 지온계(geochemical thermometer or geothermometer)는 지표로 용출하는 지열수의 화학 성분 함량을 이용하여 지하심부의 지열대수층(geothermal reservoir)의 온도를 추정하는 방법이다. 지온계에 의한 지열수층의 온도는 지열수와 암석간의 화학반응이 평형 상태에 있다는 가정하에서 구해진다. 지화학적 온도계에는 양이온 지온계 및 실리카 지온계 등이 있다. 양이온 지온계에는 Na-K 지온계,<sup>24-26)</sup> Na-K-Ca 지온계,<sup>27)</sup> Na-K-Ca-Mg,<sup>28)</sup> Na/Li 지온계,<sup>29)</sup> Li/Mg,<sup>30)</sup> Na-K-Mg 지온계<sup>31)</sup> 등이 있다. 한편, 실리카 지온계에는 석영(증기 손실 없음),<sup>32)</sup> 석영(100℃에서 최대의 증기 손실이 일어남),<sup>32)</sup> 옥수,<sup>33)</sup> α-크리스토파라이트,<sup>34)</sup> β-크리스토파라이트<sup>34)</sup>, 비정질 실리카 지온계<sup>34)</sup>가 있다.

Na/1000, K/100 및  $\sqrt{Mg}(\sqrt{Mg})$ 은 다이아그램의 모든 염분농도에 적용할 수 있도록 하기 위함)의 삼각형 다이아그램은 지열수를 암석과 완전 평형상태, 부분적인 평형상태 그리고 미성숙상태(암석과 거의 또는 전혀 화학평형이 이루어지지 않음)로 구분할 수 있다.<sup>31)</sup> (Na/1000)-(K/100)-( $\sqrt{Mg}$ ) 다이아그램에 지열수 시료를 도시한 결과, 모든 지열수 시료는 완전 평형선 아래의 부분 평형(partial equilibrium) 영역에 도시되었다(Fig. 6). 이것은 지열수가 상승하는 동안 물과 암석과의 반응 또는 혼합의 영향을 받았음을 나타내는 것이다. 또한 시료들이 어떤 일정한 K-Mg 지온선에 도시되지 않음을 알 수 있다. 이것은 지하 심부에서 유래하는 지열수와 천부 지하수의 혼합에 의해서 K와 Mg가 부분적인 비평형상태에 있음을 지시한다. 지열수층으로부터 상승하는 지열수는 주위암석에 열을 전도함으로써, 비등에 의해서, 냉수와 혼합에 의해서 또는 이들의 복합적인 과정에 의해서 냉각된다.<sup>35)</sup> 지열수층의 온도를 구해보면 Na/K 등온선(isothermal line)의 140~170℃범위에 도시되는 것을 알 수 있다.

일반적으로, Na-K 지온계는 지하 심부의 지열계(이 지역은 지열수가 비교적 긴 시간 동안 머무는 곳임)의 온도를 추정하는데 쓰인다. Anorsson의 Na-K 지온계<sup>25)</sup>는 104~141℃를 나타내며, Fournier의 Na-K 지온계<sup>24)</sup>는 116~148℃를 나타낸다. 한편, Giggenbach의 Na-K 지온계<sup>31)</sup>는 137~168℃로서 Anorsson의 Na-K 지온계<sup>25)</sup>와 Fournier의 Na-K 지온계<sup>24)</sup>보다 높게 나타난다.

Na-K-Ca 지온계<sup>27)</sup>는 112~135℃로서, Anorsson의 Na-K 지온계<sup>25)</sup>와 Fournier의 Na-K 지온계<sup>24)</sup>와 비슷한 값을 나타낸다. Na-K-Ca 지온계를 비교적 많은 함량의 Mg 이온을 가지는 물에 적용할 때는 실제보다 너무 높은 온도가 산정된다고 알려져 있다.<sup>28)</sup> 따라서 이런 경우에는 Mg를 보정한 Na-K-Ca 지온계가 제안되었다.<sup>28)</sup> 본 지역에서는 Mg를 보정한 Na-K-Ca 지온계<sup>28)</sup>와 Na-K-Ca 지온계<sup>27)</sup>가 같은 온도를 보인다.

실리카지온계를 계산하면(Table 7), 증기 손실이 없는 석영지온계<sup>32)</sup>는 102~120℃를 나타내며, 100℃에서 최대의 증기 손실이 일어나는 석영지온계<sup>32)</sup>는 103~118℃로서 서로 비슷하게 나타난다. 그러나, 옥수,<sup>33)</sup> α-크리스토파라이트,<sup>34)</sup> β-크리스토파라이트<sup>34)</sup> 지온계는 50~90℃로

서 석영지온계보다 낮게 나타나며, 비정질 실리카 지온계<sup>31)</sup>는 영하의 온도를 나타내므로 비현실적이다. 전체적으로 볼 때, 실리카 지온계가 양이온 지온계보다 낮은 값을 나타내며, 이는 지열수가 지열수층에서부터 지표로 상승도중에 지하수와 혼합에 의해서 규산의 회석이 있었기 때문으로 판단된다.

상기 여러 가지 지온계를 근거로 할 때, 심부 지열수층의 온도는 125~160°C로 추정된다.

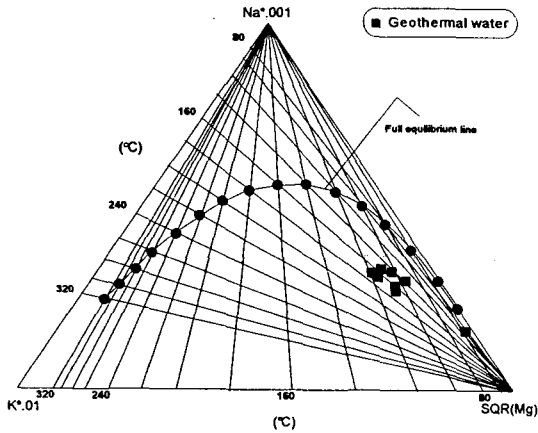


Fig. 6. Geoindicator of Na-K-Mg diagram.

Table 6. Cation geothermometers.

No	Meas. temp(°C)	Na-K <sup>a</sup>	Na-K <sup>b</sup>	Na-K <sup>c</sup>	Na-K-Ca <sup>d</sup>	Na-K-Ca <sup>e</sup>	Mg corrected <sup>e</sup>
HH1	48.6	115.9	126.8	146.8	116.1	116.1	
HH2	56	141.1	148.4	167.6	134.4	134.4	
HH3	42.8	132.1	140.8	160.2	127.0	127.0	
HH4	49	140.3	147.7	166.9	134.1	134.1	
HH5	40.3	127.1	136.5	156.1	126.9	126.9	
HH6	47.3	103.9	116.5	136.8	111.6	111.6	
HH8	58.5	140.7	148.0	167.2	134.9	134.9	
Max	58.5	140.7	148.4	167.2	134.9	134.9	
Min	40.3	103.9	116.5	136.8	111.6	111.6	
Average	48.9	128.7	137.8	157.4	126.4	126.4	
St.dev	6.5	14.3	12.2	11.8	9.3	9.3	

aAmorsson(1983); <sup>b</sup>Fournier(1983);<sup>c</sup>Giggenbach et al(1983);<sup>d</sup>Fournier and Truesdell(1973)  
<sup>e</sup>Fournier and Potter(1979)

Table 7. Silica geothermometers

	Meas. temp(°C)	Quartz-no steam loss	Quartz-maximum steam loss at 100°C	Chalcedony	Mean Temp(°C)	$\alpha$ -Cristobalite	Opal-CT ( $\beta$ -Cristobalite)	Amorphose silica
HH1	48.6	104.7	105.1	75.0	48.6	54.3	54.3	-11.5
HH2	56	116.4	115.1	87.7	56	65.8	65.8	-1.4
HH3	42.8	109.4	109.1	80.0	42.8	58.8	58.8	-7.5
HH4	49	113.1	112.3	84.1	49	62.6	62.6	-4.3
HH5	40.3	111.1	110.5	81.9	40.3	60.5	60.5	-6.1
HH6	47.3	102.2	102.9	72.3	47.3	51.8	51.8	-13.7
HH8	58.5	119.8	118.0	91.4	58.5	69.2	69.2	1.6
Max	58.5	119.8	118.0	91.4	58.5	69.2	69.2	1.6
Min	40.3	102.2	102.9	72.3	40.3	51.8	51.8	-13.7
Average	48.9	111.0	110.4	81.8	48.9	60.4	60.4	-6.1
St.dev	6.5	6.2	5.3	6.7	6.5	6.1	6.1	5.4

5. 결 론

본 연구에서는 부산광역시 해운대 지역으로부터 22개의 시료(지열수 7개와 지하수 15개 시료)를 채수하여 지화학적 특성을 살펴보고, 그 연구 결과는 다음과 같다.

1)  $HCO_3^-$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $F^-$ ,  $SiO_2$  등의 함량을 보면,  $HCO_3^-$ 와  $Mg^{2+}$ 를 제외하고는 지열수에서 대부분 높게 나타난다.  $Mg^{2+}$  제거 원인으로서는 녹니석, 일라이트 운모, 몬모릴로나이트 그리고 가끔은 돌로마이트의 형성 등에 의하며,  $HCO_3^-$ 의 경우는 천부지하수가 토양층이나 풍화대의 탄산( $H_2CO_3$ ) 용해에 의해서  $HCO_3^-$ 를 공급받기 때문이다.

2) Fe, Zn, Cu, Al, Mn, Pb의 함량을 보면, 지하수와 지열수의 대부분은 오염의 영향을 받지 않고 있음을 지시한다.

3) 지하수와 지열수의 각 시료를 파이퍼 다이어그램에 도시한 결과, 천부지하수는 대부분이 Ca- $HCO_3$  형에 속하나, 지열수와 심부지하수(HH7)은 Na-Cl 형에 속한다.

4)  $Cl^-$ 이온에 대한  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ 의 관계에 의하면, 천부지하수는 물-광물 반응과 일부 인위적인 오염과 관련성을 가지며, 지열수는 염수와 연관성을 가지는 것으로 나타났다.

5) 물-광물 반응에 의하면, 지하수와 지열수의 시료는 깁사이트, 카올리나이트, 운모, 석영, 옥수, 일라이트에 대해서는 대부분이 과포화 상태에 있고, K-장석은 불포화상태와 과포화상태가 각각 반반 정도이다. 그리고 나머지 광물에 대해서는 불포화상태로 나타난다.

6) 광물상 안정도에 의하면, 지하수와 지열수의 대부분의 시료는 카올리나이트 안정영역에 도시되고 있다. 이는 물-광물 반응에 의해서 광물들이 카올리나이트로 바뀌고 있는 과정에 있음을 지시한다.

7) 요인분석결과, 지하수는 주로 인위적인 오염이나, 장석, 방해석 등의 용해에 의한 영향을 받고 있음을 보인다. 한편, 지열수에서는 지하 심부의 물-광물 반응과 염수의 영향을 나타내고 있는 것으로 판단된다.

8) 지온계에 의하면 지하 심부의 지열수층의 온도는 125~160°C 정도로 추정된다.

감사의 글

이 논문은 1998년 한국학술진흥재단의 학술연구비(과제번호: 1998-15-D00279)에 의하여 지원되었으며, 연구비를 지원하여 주신 관계기관에 감사드립니다.

참 고 문 헌

- 1) 건설교통부, 1995, 지하수연보.
- 2) 손치무, 이상만, 김영기, 김상욱, 김형식, 1978, 한국지질도(1:50000), 동래. 월래 도폭 설명서, 국립지질조사소, 27p.
- 3) 장대우, 강필중, 박석환, 황상구, 이동우, 1983, 부산·가덕도폭(1:50000) 및 설명서, 한국동력자원연구소, 21p.
- 4) 동아지질, 1987, 해운대온천 조사 보고서.
- 5) 王生志郎, 1985, 한국의 지열, 지질뉴스, 제366호, 50~57.
- 6) Lim, J. U., 1995, Geothermal potential in the Republic of Korea, In *Terrestrial heat flow and geothermal energy in Asia*, Oxford & IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., 435-467.
- 7) 조병욱, 성익환, 추창오, 이병대, 김통권, 1998, 대보화강암과 불국사 화강암 지역 먹는샘 물의 수리화학적 특성, *지질공학*, 8(3), 247~259.
- 8) Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984, Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration, *Geochem. Cosmochim. Acta*, 48, 1523~1534.
- 9) Greenberg, A. E, L. S. Clesceri, and A. D. Eaton, Eds, 1992, standard methods for the examination of water and wastewater, 18th edi, Amecan Public Health Association, 1010p.
- 10) 이종운, 전효택, 전용원, 1997, 대수층 지질 및 온도에 따른 국내 지하수의 지구화학적특징-화강암질내 지하수와의 비교연구, *지하수환경*, 4, 212~222.
- 11) Muffler, L. J. P. and D. E. White, 1969, Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 80, 157.
- 12) Hem, J. D., 1985, Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, U.S. Geological Survey water-supply paper 2254, 263p.
- 13) Goldberg, E. D., 1963, Chemistry-the oceans as a chemical system, In Hill, M. N., *Composition of Seawater, Comparative and Descriptive Oceanography of the Sea*, Interscience, N. Y.
- 14) Howard, K. W. F. and J. W. Lloyd, 1983, Major ion characterization of coastal saline ground waters, *Ground Water*, 21(4), p. 429-437.
- 15) Ball, J. W. and D. K. Nordstrom, 1991, User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural waters, U.S. Geol. Survey, Open File Report 91~813.
- 16) Allison, J. D., D. S. Brown and Novo-Gradac, K. J., 1990, MINTEQA2/PRODEFA2, A geochemical assessment model for environmental systems: Version 3.0 user's manual, U.S.EPA, Environ. Res. Lab, Athens, GA.
- 17) Parkhurst, D. L., 1995, User's guide to PHREEQC - A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport and inverse geochemical calculations, U.S.G.S. Water-Resources Investigations Report 95-4227, 135~143.
- 18) Plummer, L. N., E. C. Prestemon, and D. L. Parkhurst, 1991, An intractive code(NETPATH) for modeling NET geochemical reacriions along a flow PATH, U.S. Geol. Surv. Water-Resources Investig. Rep. 91-4078, 227p.
- 19) Helgeson, H. C., V. H. Delany, W. T. Nesbit, and D. K. Brid, 1978, Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals, *Amer. J. Sci.*, 278-A, 1~229.
- 20) Bowers, T. S., K. J. Jackson and H. C. Helgeson, 1984, Equilibrium activity diagram, Springer-Veriag, Berlin, 397.
- 21) Mutlu, H., 1998, Chemical geothermometry and fluid-mineral equilibria for the Omer-Gecek thermal waters, Afyon area, Turkey, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 80, 303~321.
- 22) Duchi, V., A. Minissale, O. Vaselli and M. Ancillotti, 1995, Hydrogeochemistry of the Campania region in southern Italy, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 80, 313~328.
- 23) Davis, J. C., 1986, *Statistics and data analysis in geology*, 2nd ed., John Wiley & Sons, 644p.
- 24) Fournier, R. O., 1983, A method of calculating quartz solubilities in aqueous sodium chloride solutions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 579~586.
- 25) Arnorsson, S., 1983, Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems-Implications for chemical geothermometry investigations, *Geothermics*, 12, 119~128.
- 26) Giggenbach, W. F., Gonfiantini, R., Janji, B. L., and Truesdell, A. H., 1983, isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, NW-Himalaya, India, *Geothermics*, 12, 199~222.
- 27) Fournier, R. O. and A. H. Truesdell, 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 515~525.
- 28) Fournier, R. O. and R. W. Potter, II., 1979, Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical

- geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1543~1550.
- 29) Fouillac, G. and G. Michard, 1981, sodium/lithium ratio in water applied to geothermal reservoirs. *Geothermics* 10, 55~70.
- 30) Kharaka, Y. K. and R. H. Mariner, 1989, Chemical geothermometers and their applications to formation waters from sedimentary basins, In Naeser, N. D. and McCulloh, T. H., eds., *Thermal histories of sedimentary basins*, Springer-Verlag, New York, NY, 99~117.
- 31) Giggenbach, W. F., 1988, Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2749~2765.
- 32) Fournier, R. O. and J. J. Rowe, 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells, *Am. J. Sci.*, 264, 685~697.
- 33) Fournier, R. O., 1973, Silica in thermal waters: Laboratory and field investigations, in *Proceedings, International Symposium on Hydrogeochemistry and Biogeochemistry*, Tokyo, 1970, 1, 122~139.
- 34) Fournier, R. O., 1991, Water geothermometers applied to geothermal energy, In *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir development*, UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, 37~69.
- 35) Fournier, R. O., 1979, Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-spring systems, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 1~16.