

문경지역 심부지하수의 수리화학 및 환경동위원소 연구

고용권* · 김천수* · 배대석* · 이동익**

Hydrochemistry and Environmental Isotope Studies of the Deep Groundwater in the Munkyeong Area

Yong-Kwon Koh*, Chun-Soo Kim*, Dae-Seok Bae* and Dong-Ik Lee**

ABSTRACT: The hydrogeochemical and isotopic studies on deep groundwater (below a 550 m depth from the ground surface) in the Munkyeong area, Kyeongbuk province were carried out. Two types of deep groundwater (CO₂-rich groundwater and alkali groundwater) occur together in the Munkyeong area. CO₂-rich groundwater (Ca-HCO₃ type) is characterized by low pH (5.8~6.5) and high TDS (up to 2,682 mg/L), while alkali groundwater (Na-HCO₃ type) shows a high pH (9.1~10.4) and relatively low TDS (72~116 mg/L). CO₂-rich water may have evolved by CO₂ added at depth during groundwater circulation. This process leads to the dissolution of surrounding rocks and Ca, Na, Mg, K and HCO₃ concentrations are enriched. The low Pco₂ (10^{-6.4} atm) of alkali groundwaters seems to result from the dissolution of silicate minerals without a supply of CO₂. The δ¹⁸O and δD values and tritium data indicate that two types of deep groundwater were both derived from pre-thermonuclear meteoric water and have evolved through prolonged water-rock interaction. The carbon isotope data show that dissolved carbon in the CO₂-rich water was possibly derived from deep-seated CO₂ gas, although further studies are needed. The δ³⁴S values of dissolved sulfate show that sulfate reduction occurred at great depths. The application of various chemical geothermometers on CO₂-rich groundwater shows that the calculated deep reservoir temperature is about 130~175°C. Based on the geological setting, water chemistry and environmental isotope data, each of the two types of deep groundwater represent distinct hydrologic and hydrogeochemical evolution at depth and their movement is controlled by the local fracture system.

Key words: geochemistry, isotope, groundwater, CO₂-rich water, water-rock interaction

주요어: 지구화학, 동위원소, 지하수, 탄산수, 물-암석반응

서론

경북 문경지역은 역사적인 흔적과 자연경관이 절경인 문경새재로 유명한 지역이며, 최근에는 암갈색 탄산염 침전물을 수반한 다량의 CO₂가스를 함유한 탄산온천수의 개발로 인하여 온천휴양지로 각광을 받고 있다. 현재 문경지역은 대규모관단지 조성의 일환으로 1995년도에 굴착된 탄산온천공외에 추가적인 탄산온천

공이 개발중에 있다. 이와 더불어 문경지역에는 탄산온천지역주변에서는 pH가 9이상인 알칼리온천수가 산출되고 있다. 탄산온천공과 알칼리온천공은 모두 화강암을 모암으로 하며, 550 m이상의 심도를 갖는다. 탄산온천수와 알칼리온천수는 약 30°C내외의 채수온도를 보이며, 온천공조사자료에 따르면 온천수 산출지역은 약 2.1~2.4°C/100 m의 지열구배를 보인다 (농어촌진흥공사, 1995).

기존 연구자들 (Yun *et al.*, 1998; Choi, 1998)에 의하여 문경지역에서 산출되는 일부 탄산온천수 및 알칼리온천수에 대한 수리화학적 특성과 산소 및 수소동위원소 특성이 보고된 바 있지만, 주변지하수와의 상관관계, 탄산온천수의 지화학적 진화과정과 생성환경

* 한국원자력연구소 (Korea Atomic Energy Research Institute, P.O. Box 105, Yuseong, Taejeon 305-600, Korea)

** 농업기반공사 (Korea Agricultural & Rural Infrastructure Corporation, Taejeon 302-122, Korea), E-mail: nykkoh@kaeri.re.kr

및 기타 환경동위원소특성에 대하여는 명확하게 제시하지 못하였다. 기존 연구결과는 탄산온천수의 형성과정을 방해석의 용해반응으로 설명한 바 있다. 즉, 탄산온천수는 화강암을 모암으로 하고 있지만, 남측부에 석회암층이 부존하고 있고, 석회암층내에는 다량의 황철석을 함유한 석탄광산(봉명탄광)이 배태되어 있어 황철석과 방해석의 용해작용을 결부시켜 탄산수의 형성과정을 해석하였다. 그러나, 금번 연구된 지화학적 자료와 동위원소자료는 기존 해석결과와 상이함을 보여 주어 탄산수의 진화과정을 재해석하였다.

그간 탄산수와 관련한 지화학 및 동위원소 연구는 여러 연구자들에 의해 제시된 바 있다 (고용권 등, 1999a; 1999b; 1999d; 2000; 정찬호와 정기영, 1999, Yun *et al.*, 1998). 그 중 문경지역 탄산온천수는 충북 증원지역에서 산출되는 탄산수와 지화학적으로 유사한 특성을 보여주고 있다 (고용권 등, 1999d). 본 연구는 국내 분포하는 탄산수를 포함한 심부지하수에 대한 지화학적 연구의 일환으로 수행되었으며, 본 논문에서는 탄산수의 지화학적 특성과 환경동위원소 (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{34}S)특성을 제시하고, 탄산온천수의 지화학적 진화과정 및 생성환경을 해석하였다. 특히, 탄산수의 수리

화학적 자료와 지질환경을 토대로 탄산수와 암석의 지화학 반응을 고찰하였으며, 탄산수의 기원과 심부환경에서의 온도조건을 다루었고 탄산온천수 및 알칼리온천수의 생성환경을 비교해석하였다.

지질환경

문경지역은 소백산맥의 동남부에 속하는 험준한 지역으로 동북부에 산악지대가 둘러있고 중부에서 남부에 걸쳐 분지상으로 평지를 이루고 있으며 남측부의 석회암 지역은 카르스트 지형이 발달되어 있다. 전체적으로는 옥천습곡대의 중앙부에 해당되며, 선캠브리아기의 변성암류를 기반암으로 하여, 시대미상의 옥천누층군, 고생대 캠브리아-오르도비스기의 조선누층군과 이들을 관입한 백악기 화강암으로 이루어져 있다 (김남장 등, 1967). 선캠브리아기의 변성암류는 주로 편암 및 편마암으로 구성되며, 고생대 퇴적층은 중생대 화강암체 주변에 분포한다 (Fig. 1).

조선누층군에 해당하는 오르도비스기의 부곡리층은 석회암층으로, 하부의 밝은 회색에서 어두운 회색의 중상 석회암과 상부의 백색에서 회색의 괴상 석회암으로

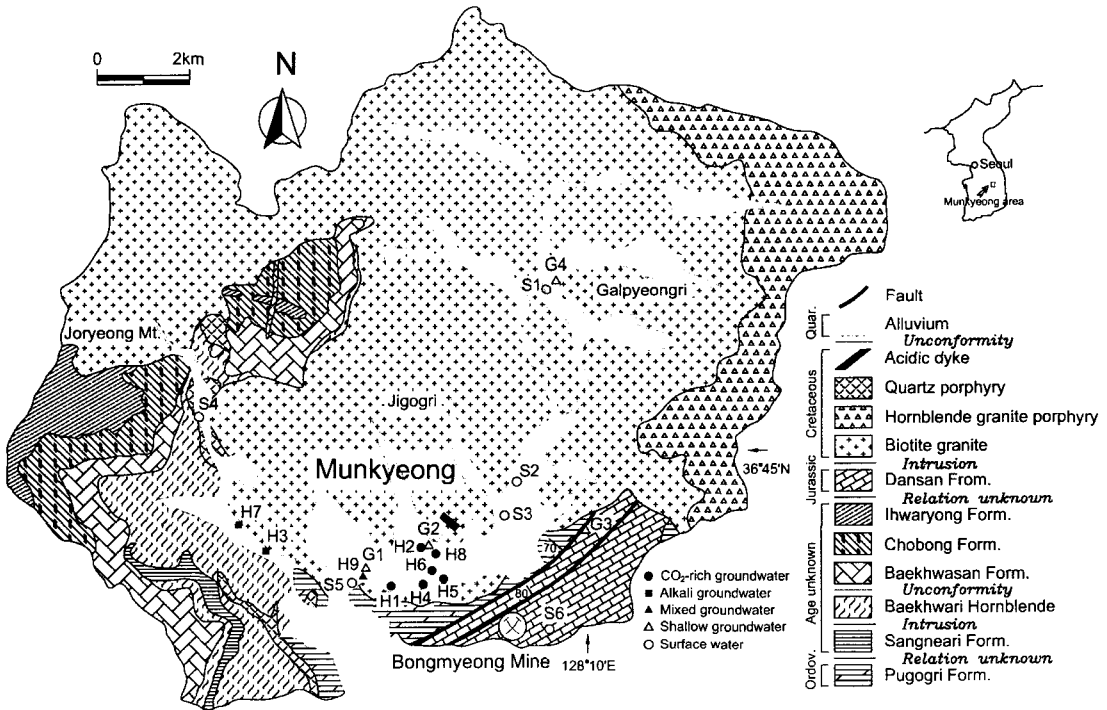


Fig. 1. Geologic map of the Munkyeong area. Sampling locations are also shown.

구성된다. 부곡리층은 문경지역의 중남부와 동남부에 분리 분포하고 있는데, 이러한 반복노출은 석회암층에서 단산층 또는 옥천계에 걸치는 트러스트에 기인한다.

옥천계는 시대미상의 이화령층, 조봉층, 백화산층등의 변성퇴적암류로 구성되어 있으며, 대체적으로 주향은 북동방향이고 경사는 완만하게 서향하고 있다. 옥천계의 북부와 서부는 흑운모화강암에 의해 관입접촉하며 동부와 남부는 상내리층 및 백화리 각섬암과 부정합으로 접하고 있다. 이 중 백화산층은 주로 함력구질 천매암질암으로 이루어져 있으며, 조봉층은 사질암과 견운모-녹니석 편암이 협재하는 천매암질 운모 편암으로 구성되고, 이화령층은 녹니석 편암, 견운모 편암, 견운모, 견운모-녹니석 편암으로 이루어져 있다. 시대미상의 상내리층은 연구지역의 남서부에 국지적으로 분포하고 부곡리층을 덮고 있으며, 상내리층은 흑색 점편암, 녹니석 편암, 천매암 및 변성사암으로 구성된다. 대동누층군에 속하는 주라기 단산층은 연구지역의 남동쪽에 주로 분포하며 부곡리층과는 단층으로 접하여 있다. 문경지역에는 봉명단광을 비롯한 몇몇 유명한 무연탄 탄광이 있으며, 이들은 주로 단산층내에 세립의 황철석을 소량 함유하면서 수차례 반복되는 층으로 분포한다. 단산층은 주로 조립질에서 중립질의 함력 사암으로 구성되며, 흑색의 세립질 사암 및 세일이 사암층에 협재되기도 하고, 수매의 함탄층을 포함한다.

백악기 화강암류는 문경읍을 중심으로 암주상 암체로 산출되며 연변부로부터 중앙부로 가면서 암상의 차이를 보여주는 것이 특징이다. 문경읍을 포함한 북쪽 지역에는 주로 세립-중립질의 흑운모-각섬석 화강섬록암이 분포되어 있으며, 문경읍 북측부는 각섬석이 흑운모의 함량과 거의 같거나 많고, 동쪽 연변부에서는 각섬석이 거의 없는 흑운모 화강섬록암으로 전이하기도 한다. 문경지역에서 가장 넓게 분포하는 백악기 흑운모 화강암은 저반을 이루거나 석영 반암 및 규장질 암맥으로 구성되며, 연구지역의 북부지역에 주로 분포하면서 상기한 모든 암석들을 관입하고 있다. 흑운모 화강암은 석영, 장석, 흑운모와 함께, 드물게 저어콘을 함유한다.

문경지역의 주요 지질구조는 주로 NNW-SSE방향으로, 북동쪽이나 북쪽으로 경사지면서 서로 평행한, 백악기 이전의 역단층 및 트러스트 단층으로 특징지워진다 (김정환, 1986). 야외에서 관찰되는 NNW-SSE방향과 NW-SE방향의 단층들은 좌수이동단층으로서 경사방향이 북동으로 확인되며, 북북동 방향으로 발달한 단층은 우수이동단층으로서 주로 북서방향으로 경사를 이

룬다. 그러나 화강암 분포지역에서의 지질구조는 수많은 단층 및 절리에 의해 특징지워지며, 야외에서는 확인되지 않으나 소규모의 단층, 혹은 비교적 규모가 크고 연장이 양호한 절리로 여겨지는 선구조들이 항공사진에서 인지된다. 문경지역 화강암류는 야외에서 관입 증거에 의해 그 선후가 크게 들로 구분되며 이는 문경읍 지역에 분포하는 화강암류가 문경읍 외곽부의 화강암류에 의해 관입된 것으로 나타난다. 문경읍 지역의 화강암류는 K-Ar 각섬석 연령에 의하면 142.3 ± 2.2 MA (백만년)으로서 적어도 이 시기보다는 이전인 주라기 말에 관입한 것으로 보인다. 반면에 문경읍 동쪽 외곽부의 화강암은 K-Ar 각섬석 연령이 114.8 ± 1.7 MA 로서 전자보다 훨씬 나중인 백악기 초에 관입한 것으로 밝혀졌다 (농어촌진흥공사, 1995).

시료채취 및 분석방법

본 연구를 위하여 1999년 11월에서 2000년 4월에 걸쳐 14개 지점에서 탄산온천수를 포함하여 총27개의 시료를 채취하였다. 이에 문경지역온천개발을 위하여 금번 착공된 4개의 온천공과 기존에 개발된 4개의 온천공이 포함된다. 또한, 탄산온천공 개발시 약 500 m 심도에서 탄산수의 부존이 확인되었으나 추가굴착에 의하여 심부에 부존하는 탄산수가 아닌 일반 심부지하수의 혼입으로 온천공으로서의 활용성이 불투명하게 되어, 폐공할 예정에 있는 심부공도 포함되었다. 이 심부공은 현재 피압된 상태로 지표에서 쉽게 시료를 채취할 수 있으며, 지표로 피압되는 유출량은 약 100 mL/sec정도이다. 8개의 온천공들은 심부까지 케이싱이 이루어져 천부지하수의 격리가 비교적 잘 되어있다. 온천공들의 굴착심도는 모두 547 m 이상이며 1,000이상인 것도 있다. 그의 문경온천지구의 천부지하수 및 지표수의 지화학적 특성을 확인하기 위하여 4개의 지하수공에서 시료를 채취하였으며, 주변 지표수계에서 4개의 시료를 채취하였다. 또한 Yun *et al.* (1998)과 Choi (1998)이 문경지역 온천공 및 지표수에 대하여 1997년 8월과 1998년 2월에 지화학조사를 수행하여 수리화학 및 동위원소결과를 제시한 바 있는데, 본 연구에서는 이들 결과를 금번 조사결과와 함께 정리해석하였다.

연구된 지하수는 심도에 따라 심부지하수 (547~1,060 m)와 천부지하수 (25~200 m)로 구분할 수 있다. 온천수들은 모두 심부지하수에 해당되며 화학적으로 탄산수와 알칼리지하수로 구분된다. 본 연구에서는 심부지하수 (탄산온천수 및 알칼리온천수)와 천부지하수

그리고 지표수로 구분하고 각 유형별 지화학적 특성을 제시하고 해석하였다. 탄산온천수와 주변지하수와 혼합된 특성을 보이는 피압공에서 유출되는 지하수는 혼합 지하수라 표현하고 이를 기술하였다 채취된 물시료는 화학분석 및 동위원소분석을 위하여 간이 진공펌프를 이용하여 셀룰로스 질산염 막필터 (0.45 m)를 통과시켜 부유물질을 제거하였다. 양이온 분석용 시료에 대해서는 유기작용과 금속 이온들의 침전 및 용기내 흡착을 막기 위해 농질산을 첨가하여 pH를 2이하로 유지하였으며, 이후의 분석을 위해 폴리에틸렌 용기에 담아 냉장 보관하여 실험실로 옮겨졌다. 온도, 수소이온 농도 (pH), 산화-환원전위 (Eh), 전기전도도 (EC), 용존산소 (DO) 등 물리화학적 특성자료는 채수시 현장에서 Orion사의 pH probe (9107WP), Combination redox electrode (9678BN), Conductivity cell (013010), DO probe electrode (083010)의 전극이 장착된 Multi parameter meter (Orion 1230)로 현장에서 보정한 후 채수와 동시에 측정하였으며, 알칼리도 (alkalinity) 역시 현장에서 산중화 적정법으로 측정하였다. 탄산수의 경우 시료채취시 탄산가스의 용탈로 인한 분석의 오차를 줄이기 위하여 신속하게 알칼리도를 측정하였다.

수리화학분석을 위한 시료채취와 함께 산소 및 수소 안정동위원소, 삼중수소, 탄소 동위원소 및 용존 황산염의 황 동위원소 분석을 위한 시료도 각각 분석목적에 맞게 채수하였다. 동위원소분석용 시료들은 대부분 현장에서 전처리과정을 거쳤다. 산소 및 수소 동위원소분석용 시료는 60 ml, 삼중수소분석용은 1,000 ml를 채수하여 폴리프로필렌 용기에 담아 실험실로 옮겨졌다. 물시료내 용존 탄소 동위원소분석을 위해서는 고순도의 NaOH를 이용하여 시료의 pH를 9.0 이상으로 유지시킨 후, BaCl₂를 첨가하여 현장에서 시료채취 즉시 BaCO₃ 침전물을 획득하였으며, 황 동위원소분석용 시료는 pH를 4.0으로 유지한 후, BaCl₂를 첨가하여 BaSO₄ 침전물을 획득하여 분석하였다 (Clark, Fritz, 1997). 탄소 및 황 동위원소분석을 위한 물시료는 현장에서 측정된 pH 및 알칼리도에 따라 분석에 필요한 양의 BaCO₃ 침전물 및 BaSO₄ 침전물을 회수할 수 있도록 충분한 양을 채취하여 처리하였으며, 이렇게 현장에서 전처리된 시료들은 실험실에서 여과 및 원심분리를 이용하여 회수하였다.

모든 시료의 주원소 및 미량원소 함량은 기초과학지원연구소의 유도결합플라즈마 방출분석기 (ICP-AES, Shimadzu ICPS-11000 III)와 유도결합플라즈마질량분석기 (ICP-MS, FISON PlasmaTrace)로 분석하였고,

음이온 함량은 한국원자력연구소에서 이온 크로마토그 래피 (IC, Dyonex 500)를 이용하여 분석하였다. 오차 범위는 상대오차 $\pm 5\%$ 이다. 환경동위원소인 δD 은 질량분석기 Micromass OPTIMA, $\delta^{18}O$ 및 $\delta^{13}C$ 는 VG SIRA II를 이용하여 분석하였고, 분석오차는 각각 $\pm 1.5\%$, $\pm 0.1\%$ 이내이다. 물시료의 산소동위원소분석은 25°C ($\pm 0.1^\circ C$)에서 물시료와 동위원소교환반응을 거친 CO₂ gas의 $^{18}O/^{16}O$ 를 측정함으로써 구하였다 (Friedman, O'Neil, 1977). 수소안정동위원소분석을 위하여 먼저 물시료로부터 아연반응제를 사용하여 450°C 조건에서 환원반응을 통하여 수소가스를 얻는 Zn 환원법을 사용하였다 (Coleman *et al.*, 1982). 삼중수소 (tritium)는 한국원자력연구소내 액체섬광계측기 (Model Parkard Tricarb 2770TR/SL)를 이용하여 분석하였다. 자연수는 극미량의 삼중수소를 포함하고 있어 모든 시료는 Tritium Enrichment System에서 약 8일간 농축과정을 거쳐 시료 600 g을 20 g으로 농축하여 계측하였다 (Calf *et al.*, 1976). 농축된 시료를 10 ml 취한 후 Ultragold LLT (Parkard사) 10 ml를 가한 혼합용액을 만들어 액체섬광계측기에서 각 시료당 20분씩 25회 계측하여 표준용액 (NBS 4926 희석액)과 비교하여 TU (Tritium Unit)로 환산하였다. 분석오차는 ± 0.3 TU이다. 물시료 중 용존 황산염의 $\delta^{34}S$ 값은 기초과학지원 연구소의 VG PRISM 질량분석기를 이용하여 분석하였다. 자연수 시료 및 광물의 열역학적 계산은 SOLVEQ 컴퓨터 프로그램 (Reed, 1982)의 코드를 이용하여 계산하였다.

결 과

현장측정자료

문경지역 탄산온천수, 알칼리온천수 및 주변 자연수에 대한 현장조사자료는 Table 1에 정리되어 있다. 탄산온천수는 18.6~32.7°C의 온도 범위를 지니며, pH는 5.8~6.5로 약산성 조건을 나타낸다. 탄산온천수의 전기전도도 (Electrical Conductivity)는 466~2,450 $\mu S/cm$ 로서 다량의 용존이온을 함유하고 있음을 지시한다. 탄산온천수의 용존산소는 비교적 낮은 값 (0.2~5.8 mg/L)을 보여주며, 탄산온천수의 산화-환원전위 (Eh)는 -97.8~47.8 mV로 넓은 범위를 보여주나, 금번 조사시 사용된 산화-환원측정용 전극과 다른 전극을 측정된 Yun *et al.* (1998)과 Choi (1998)의 결과 (시료 H-1a, H-1b)를 제외하면 -97.8~-20.6 mV로 보다 좁은 범위

Table 1. Geochemical data of water samples from the Munkyeong area

Sample no.	Sampling Date	Drilling Depth (m)	Temp. (°C)	pH	Eh (mV)	EC (µS/cm)	DO (mg/L)	Log PCO ₂ ** (atm)	TDS (mg/L)	Na	K	Mg	Ca	SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃ **	CO ₃ **	NO ₃	F
<i>CO₂-rich water</i>																				
H-1a*	08/14/97	600	30.2	6.40	47.8	2,260	n.d.	-0.27	1,976	86.6	3.2	41.8	364.4	24.8	10.9	73.3	1365.4	-	0.9	1.4
H-1b*	02/15/98	600	26.0	6.30	-9.7	2,280	1.1	-0.15	2,516	77.8	3.8	37.6	491.6	148.0	9.0	190.8	1543.7	-	0.1	1.0
H-1c	11/30/99	600	26.9	5.91	-20.6	980	2.2	-0.33	769	34.7	1.7	21.0	127.0	44.9	13.5	132.4	383.0	-	2.0	2.9
H-1d	01/26/00	600	24.9	6.17	-40.1	2,035	3.4	-0.10	1,969	74.2	2.6	43.8	344.0	111.5	12.7	79.3	1280.1	-	8.3	1.2
H-1e	04/04/00	600	18.6	6.44	-90.5	466	5.7	-1.06	400	20.7	1.3	10.2	53.2	9.2	6.4	256.6	-	<0.1	0.9	0.9
H-2a	11/30/99	800	29.2	5.91	-49.7	1,765	0.2	0.17	1,831	80.5	2.6	35.3	316.0	127.8	33.9	3.1	1216.6	-	<0.1	3.8
H-2b	01/26/00	800	21.2	6.21	-42.8	1,825	2.9	-0.17	1,810	79.8	2.8	33.6	307.0	116.6	16.6	2.3	1233.0	-	<0.1	1.5
H-4a	11/30/99	890	25.9	6.39	-96.9	2,450	1.4	-0.14	2,682	81.1	3.4	47.3	398.0	131.6	11.9	5.1	1842.7	-	<0.1	3.1
H-4b	01/26/00	890	22.5	6.46	-97.8	2,426	2.5	-0.24	2,588	85.5	3.1	41.8	394.0	133.5	10.7	3.7	1778.5	-	<0.1	2.2
H-4c	03/14/00	890	32.7	5.85	-70.0	2,150	2.3	0.35	2,286	88.5	3.1	42.9	404.0	145.7	10.7	2.8	1571.3	-	<0.1	2.3
H-5a	01/26/00	760	25.0	6.32	-30.3	775	3.1	-0.66	738	31.1	1.3	10.5	129.0	51.4	4.3	35.1	466.4	-	<0.1	2.7
H-5b	04/04/00	760	25.8	6.16	-84.0	717	2.0	-0.59	585	29.9	1.0	8.6	95.9	49.7	3.3	16.6	374.1	-	<0.1	3.2
H-6	03/24/00	547	26.0	6.22	-35.0	2,110	5.8	-0.06	2,260	79.9	2.7	43.7	408.0	127.5	8.3	1.2	1569.5	-	<0.1	2.5
H-8	03/14/00	650	28.9	5.83	-82.0	1,362	1.7	0.11	1,359	61.6	2.9	18.5	230.0	114.9	21.4	5.9	882.4	-	<0.1	5.7
<i>Deep groundwater</i>																				
H-3a*	08/14/97	900	30.4	9.10	-125.0	135	n.d.	-4.62	104	23.4	0.2	0.0	8.6	19.5	5.3	5.3	27.1	2.0	0.7	11.5
H-3b*	02/15/98	900	24.1	9.40	-127.5	158	2.4	-4.84	116	31.7	0.2	0.0	4.0	18.0	5.0	5.5	35.6	4.7	0.8	9.4
H-7a	01/26/00	781	26.6	10.39	-84.0	151	9.4	-6.41	72	23.6	0.3	0.0	5.7	0.8	3.3	6.4	11.8	10.0	<0.1	8.6
H-7b	03/07/00	781	30.2	9.46	-122.0	132	2.3	-4.97	107	23.2	0.3	0.0	6.5	22.3	4.1	7.2	27.9	4.7	0.1	10.8
<i>Mixed groundwater</i>																				
H-9a	11/30/99	1060	13.9	7.48	-117.9	571	1.6	-2.13	471	63.8	2.0	5.0	49.0	34.0	27.2	6.2	255.1	-	<0.1	15.8
H-9b	01/26/00	1060	11.0	7.58	-132.5	522	2.7	-2.28	447	66.9	1.1	4.3	44.5	31.7	27.6	7.6	236.8	-	<0.1	16.2
<i>Shallow groundwater</i>																				
G-1a	11/30/99	200	15.4	6.87	-90.5	487	2.7	-1.48	437	25.9	3.0	16.5	53.5	33.0	19.5	3.2	272.4	-	6.6	1.8
G-1b	01/26/00	200	15.4	6.79	12.8	477	3.9	-1.40	434	28.9	1.9	15.8	52.8	29.5	19.1	2.7	274.1	-	6.8	1.8
G-2	11/30/99	30	12.8	8.03	-80.2	184	5.6	-3.24	174	9.3	1.6	4.9	18.5	30.2	12.0	1.9	68.7	-	25.3	0.3
G-3a	11/30/99	120	14.4	7.31	-20.4	365	6.4	-2.93	311	10.9	3.2	14.9	44.0	31.9	4.9	163.0	27.0	-	10.8	0.1
G-3b	01/26/00	120	14.1	6.93	-10.4	367	7.4	-2.46	296	13.0	2.0	9.9	44.6	28.7	4.5	149.5	33.6	-	9.2	0.1
G-4	11/30/99	25	13.4	7.13	-58.4	81	6.6	-2.79	80	7.8	1.8	0.5	6.7	25.3	3.1	3.2	23.9	-	6.2	1.8
<i>Surface water</i>																				
S-1a	11/30/99	-	7.8	8.65	-42.8	77	9.7	-4.55	55	3.2	1.1	1.5	7.5	5.4	3.6	6.7	14.3	-	11.5	0.3
S-2	01/26/00	-	1.2	8.25	-42.0	72	13.2	-4.20	58	3.5	1.0	1.1	6.5	12.2	4.2	3.7	13.7	-	11.4	0.2
S-3	11/30/99	-	8.8	6.83	-42.5	93	9.7	-2.51	76	3.6	2.5	1.8	9.2	10.4	4.7	4.5	23.9	-	14.8	0.2
S-4a	11/30/99	-	5.9	7.50	-63.2	25	9.2	-3.37	41	1.9	1.6	1.6	4.4	5.2	2.0	3.5	15.6	-	4.8	0.1
S-4b	01/26/00	-	-0.1	6.78	-45.9	26	6.6	-2.92	37	2.4	0.4	0.9	3.6	8.9	2.5	4.3	8.9	-	5.0	0.2
S-5*	08/14/97	-	26.5	8.20	-78.9	209	n.d.	-3.72	139	5.1	1.5	4.2	24.3	11.3	6.1	43.4	28.7	-	13.8	0.1
S-6*	08/14/97	-	23.3	6.10	53.0	23	n.d.	-2.55	21	2.1	0.2	0.4	2.3	5.1	4.2	3.2	3.4	-	0.5	0.1

*Data from Yun et al. (1998): Sample nos. of H-1, H-3, S-5 and S-6 are correspond to MK1, MK3, MK2 and MK4 in Table 1 from Yun et al. (1998), respectively.

**Calculated from measured alkalinity and pH data, using computer code SOLVEQ (Reed, 1982). n.d.=not determined.

를 보여준다. 현장에서 측정된 온도, pH, 알칼리도 자료를로부터 SOLVEQ 프로그램 (Reed, 1982)을 이용하여 계산한 탄산온천수의 이산화탄소 분압 (P_{CO_2})은 $10^{1.06} \sim 10^{0.35}$ atm으로 높은 값을 나타낸다 (Table 1).

알칼리온천수의 경우 온도는 24.1~30.4°C 범위이고, pH는 9.1~10.4로 상당히 높은 값을 보여준다. 전기전도도는 135~312 $\mu S/cm$ 범위를 갖고, 산화-환원전위는 -127~-84 mV값을 갖는다 (Table 1). 계산된 이산화탄소분압은 $10^{-6.4} \sim 10^{-4.6}$ atm으로 매우 낮은 값을 나타낸다. 탄산온천수와 주변지하수가 혼합된 혼합지하수는 11.0~13.9°C의 수온을 보이며, pH, 산화-환원전위, 전기전도도, 용존산소, 이산화탄소 분압이 탄산온천수와 알칼리온천수의 사이값을 보여준다. 탄산온천수 산출 주변의 천부지하수와 지표수의 이산화탄소 분압은 $10^{-4.55} \sim 10^{-1.40}$ atm범위를 갖는다.

현장측정자료 각각에 대한 상관관계를 살펴보면, 문경지역에서 산출되는 각 유형별 자연수들은 각각 고유한 영역에 도시되어 뚜렷하게 구별됨을 알 수 있다 (Fig. 2). 온천수의 특성을 보이는 탄산온천수 및 알칼리온천수와는 달리 혼합지하수는 온도가 천부지하수와

유사한 값을 나타내어 탄산온천수와 온도가 낮은 주변 지하수도 상당한 양이 혼합된 것으로 사료된다. 탄산온천수와 알칼리온천수의 산화-환원전위는 주변 천부 지하수에 비해 큰 차이를 보이지 않으나 전반적으로 낮은 값을 보여주고 알칼리온천수에 비해 탄산온천수의 산화-환원전위 값이 높게 나타나고 있다. 이는 탄산온천수가 알칼리온천수에 비하여 심부로 순환하는 지하수이므로 보다 환원환경을 보여줘야 하나 탄산온천수가 상대적으로 높은 Eh값을 보이는 것은 탄산온천수의 형성과정에서 산화반응이 진행되었음을 보여준다. 용존산소는 상대적으로 탄산온천수가 지표수나 천부지하수에 비해 낮은 값을 보여 산소소모반응이 진행되었음을 나타낸다.

탄산온천수의 pH는 매우 좁은 범위를 갖는 것에 반해 온도, 산화-환원전위, 용존산소, 전기전도도 값들은 크게 변화되고 있음을 알 수 있다 (Fig. 2). 이는 탄산온천수의 물리·화학적 특성과는 다른 주변지하수가 다양한 정도로 혼합되었음을 지시한다. 탄산온천수는 다량의 이산화탄소를 함유하고 있어 알칼리도의 주요성분인 HCO_3 를 높게 함유하고 있다. 높은 알칼리도를

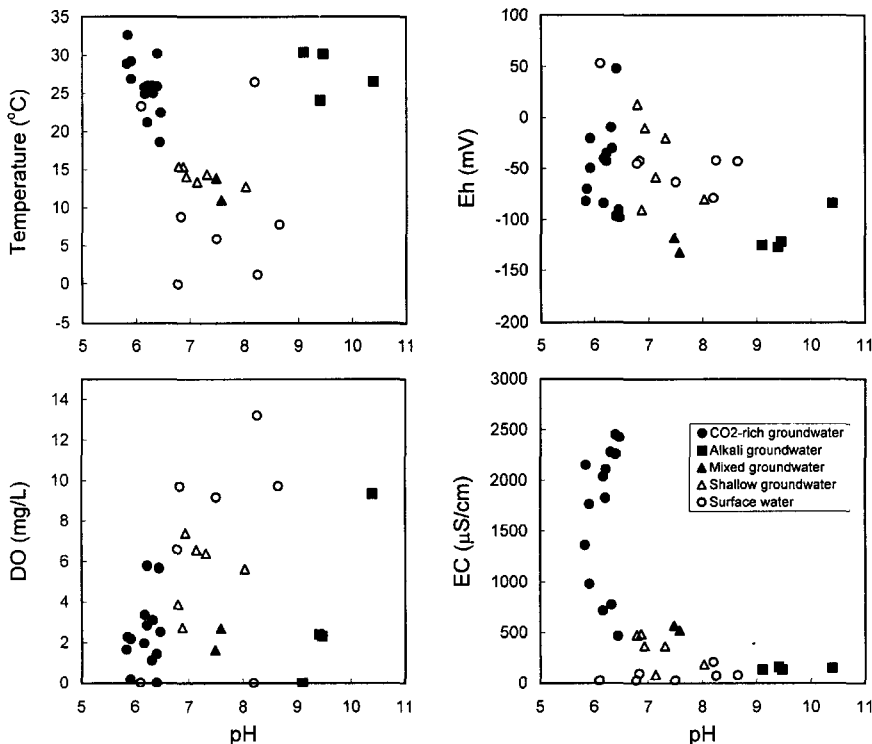


Fig. 2. Plots of temperature, Eh, DO, and EC versus pH of water samples from the Munkyeong area.

갖는 탄산온천수는 pH에 대하여 완충 (Buffering) 효과가 뛰어나 혼합작용이 일어나도 pH가 크게 변화되지 않는다.

일반적으로 인위적인 오염이나 외부로부터 pH를 변화시킬 수 있는 요인이 발생하지 않을 경우, 지하수의 pH변화는 강수가 토양층을 거쳐 지하수로 순환하는 과정에서 물-암석반응으로 설명될 수 있다. 즉, 강우가 대기와 반응하면서 지표로 도달하게 되면 대기중의 0.03%인 이산화탄소와 반응하게 되어 pH는 약 5.6이 되고 이때 강우의 용존 이산화탄소분압은 이론적으로 $10^{-3.5}$ atm이 된다. 이러한 약산성인 강우는 토양 및 암석등 다양한 지질매체와 반응으로 pH는 변화하게 된다. 토양층에 침투한 강우 또는 지표수는 유기물의 분해 및 식물의 호흡작용으로 생성된 이산화탄소와 반응하게 된다. 이때 토양수의 이산화탄소 분압은 약 $10^{-2.5}$ ~ $10^{-0.5}$ atm으로 높아지며 pH는 약 4.5가 된다 (Appelo, Postma, 1994). 토양층을 거쳐 낮은 pH를 갖는 지하수는 지하 암반내로 유입되면서 물의 유동통로인 단열과 파쇄대내에 존재하는 광물과 반응하게 된다. 즉, 문경지역 기반암인 화강암의 주 구성광물인 장석류 및 운모류와 지하수가 반응하게 되면 규산염광물과의 반응을 통하여 수소소모 반응이 진행되어, Na, K, Ca, Mg 등 알칼리 및 알칼리토금속원소와 Si가 점진적으로 지하수에 용해된다. 결과적으로 pH는 상승하게 되고, 이온함량은 점진적으로 증가하게 된다. 문경지역에서 산출되는 높은 pH (9.1~10.4)를 갖는 알칼리온천수의 지화학적 생성과정은 상기와 같이 설명될 수 있다. 또한 대기와 접촉해 있던 산화환경조건에 있는 강우나 지표수가 지하로 유입되고 점차 심부로 유동됨에 따라 환원환경으로 변화하게 된다. 문경지역 알칼리온천수의 pH, 산화-환원전위, 전기전도도, 용존산소는 물의 순화과정에 점진적인 물-암석 반응에 의해 형성되었음을 보여준다.

이러한 화강암지역에서 나타나는 일반적인 물-암석 반응 특성을 보이는 알칼리온천수와는 달리 탄산온천수는 약산성을 띠고 있다. 상세히 후술하겠지만, 이는 이산화탄소와의 반응에 기인한다 ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$). 물-암석반응에 의하여 수소이온이 소모된다 하더라도 이산화탄소의 용해를 통하여 그 이상의 수소이온이 공급되면 pH는 낮아지게 된다. 이렇게 높은 수소이온함량을 갖고 있는 탄산온천수는 물-암석반응을 더욱 가속시켜 높은 용존이온을 함유하게 되어 높은 전기전도도를 띠게 된다 (Table 1, Fig. 2). 이러한 과정은 지하 심부에서 진행되므로 알칼리온천수와 마찬가지로

지로 환원환경을 보여주게 된다. 그러나 문경지역의 경우 뚜렷하지는 않지만 알칼리온천수보다는 탄산온천수의 산화-환원전위가 상대적으로 높은 값을 보이고 있어 탄산온천수에서는 일종의 산화반응이 진행되었음을 보여준다.

알칼리온천수는 탄산온천수와 인접하여 산출되고 유사한 심도를 가짐에도 현장측정자료가 서로 매우 상이하다는 사실은 두 유형의 지하수가 지하매질을 순환하면서 상이한 지화학반응을 거쳤음을 시사한다. 결정질 암인 화강암에서의 지하수의 부존 및 유동특성은 화강암내 발달되어 있는 단열대의 지배를 받게되므로 이 두 유형의 탄산온천수와 알칼리온천수는 다른 단열체에 지배를 받고 있음을 지시한다.

수리화학적 특성

문경지역 탄산온천수, 알칼리온천수 및 주변자연수 시료들의 주성분 및 미량원소의 함량이 Table 1 및 2에 정리되어 있다. 총용존고체 (TDS)함량은 탄산수가 400~2,682 mg/L로 가장 높고, 알칼리온천수는 72~116 mg/L의 범위를 보이고, 혼합지하수는 447~471 mg/L값을 갖으며, 천부지하수 및 지표수는 각각 80~437 mg/L와 21~139 mg/L이다. 탄산온천수중 주요 양이온에는 Ca와 Na가 우세하게 나타나면서 K, Mg등이 다양하게 분포하는 특성을 보여주고, 음이온중에는 HCO_3^- 만이 우세한 특성을 보여준다. 탄산온천수중 미량원소으로는 Fe, Sr, Mn, Al, Li, B, Ba 등이 높은 함량을 나타낸다.

상대적인 이온 함량의 특성을 보여주는 Piper diagram상에서는 문경지역 탄산온천수는 Ca-HCO_3 유형을 보여주며 알칼리온천수는 Na-HCO_3 유형으로 뚜렷이 구분되고 혼합지하수가 이들의 중간유형인 Ca-Na-HCO_3 유형에 속하게 됨을 보여준다 (Fig. 3). 이러한 Piper diagram에서 나타난 분포형태는 탄산온천수 및 알칼리온천수 등 각 유형의 자연수들이 지하매질을 순환하면서 서로 상이한 지구화학적 환경 하에서 형성되었음을 지시한다. 천부지하수는 대부분 Ca-HCO_3 유형에 속하며 Ca-SO_4 유형에 도사되는 것도 있다. 전반적으로 지표수는 Ca-HCO_3 유형에 속한다.

탄산온천수에는 Ca, Na, HCO_3^- 가 주를 이루며, K, Mg, SiO_2 , Fe, Sr, Mn, Al, Li, Cr, Rb, Cs, Ba 등도 일반자연수에 비해 높게 함유되어 있다. Fig. 4은 TDS와 주요이온들의 상관관계를 도시한 그림으로서 Ca와 Na외에도 K, Mg, F, SiO_2 등도 탄산온천수와

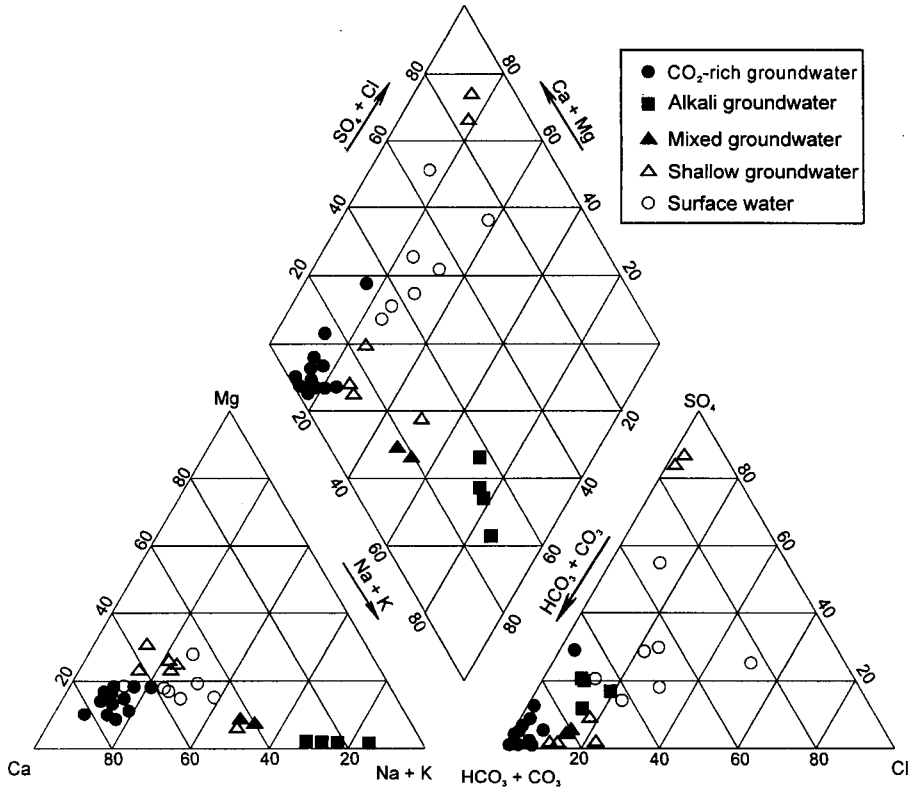


Fig. 3. Piper's diagram showing chemical compositions of water samples from the Munkyeong area.

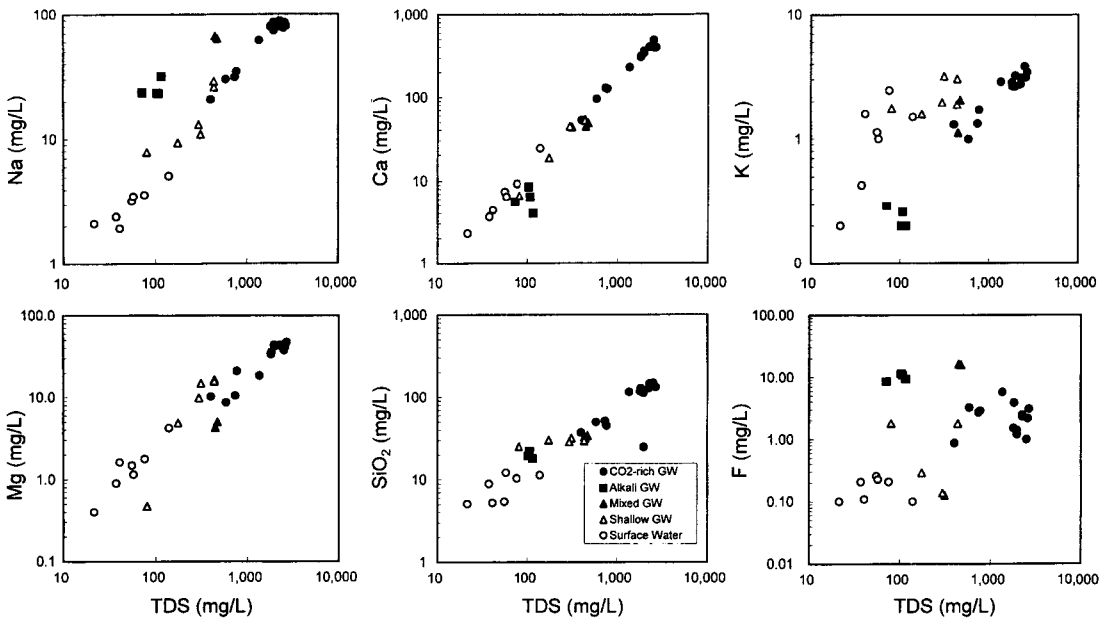


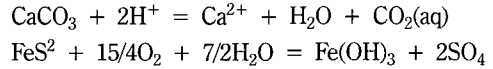
Fig. 4. TDS versus Na, Ca, K, Mg, SiO₂ and F diagrams for water samples from the Munkyeong area.

알칼리온천수 등 기타자연수는 유형에 따라 상이한 분포특성을 보여준다 (Tables 1 and 2). 탄산온천수의 경우, Ca, Na, K, Mg, HCO₃, SiO₂ 등은 TDS와 정의 관계를 보여주는 반면 Cl, F 및 SO₄는 뚜렷한 상관 관계를 보이지 않는다 (Table 1 and Fig. 3). 알칼리온천수의 경우, Na만이 특징적으로 높게 나타나고, Ca, Mg, K, SiO₂ 등은 오히려 지표수나 천부지하수보다도 낮은 함량을 보이거나 이와 유사한 값을 갖는다. 또한 알칼리온천수는 F함량 (<11.5 mg/L)이 높은 것이 특징이다. 혼합지하수의 각 이온함량은 탄산온천수와 알칼리온천수 사이 값을 가지며 탄산온천수에 치우쳐 도시된다 (Fig. 4).

Na와 Ca는 사장석의 용해로부터 유래될 수 있으며, 방해석으로부터도 유래될 수 있다. 탄산온천수는 특징적으로 높은 Ca 함량 (최대 492 mg/L)을 보인다. 높은 Ca 함량의 원인으로는 두 가지를 고려할 수 있다. 첫째로는 방해석을 생각할 수 있다. 특히 문경탄산온천수 산출지역 남측에는 조선계 석회암층이 분포하고 있어 이들 탄산염 광물의 용해에 기인하는 것으로 생각할 수 있고, 둘째로는 화강암내 사장석중 Ca의 용해를 고려할 수 있다.

첫 번째 가능성에 대하여 문경지역 탄산온천수는 화강암을 모암으로 하고 있지만, 석회암층내 탄산염 광물과의 반응으로 문경 탄산온천수가 형성되었을 가능성이 있는 것으로 기존 조사자에 의해 보고된 바 있다 (Yun *et al.*, 1998; Choi, 1998). 탄산온천수는 방해석에 대하여 포화상태를 나타내고 있어 이의 가능성을 보여주고 있다 (Fig. 5). 또한, 석회암층내에는 황철석 (FeS₂) 등 황화광물을 다량 함유하고 있는 석탄광산 (봉명탄광)이 부존하고 있어 지하수 황화광물/탄산염질 암석과의 반응으로 탄산수가 형성될 수 있는 조건을 갖

추었다 볼 수 있다. 그러나, 산성수와 방해석과의 반응은 문경탄산온천수의 낮은 pH, 비교적 높은 산화환경 및 낮은 용존산소를 설명할 수 있지만, Ca함량 및 낮은 SO₄함량을 설명하기에는 부적합하다. 일반적으로 방해석의 용해작용과 황화광물의 산화반응은 다음과 같은 식으로 표현될 수 있다.



상기 식에서 요구되는 수소이온은 황화광물의 산화반응을 통해서 공급된다면 Ca 뿐만 아니라 SO₄함량이 수천 mg/L까지 크게 증가하게 된다. 경석고같은 황산염광물의 침전으로 탄산수내 SO₄가 제거된다 하더라도 문경 탄산온천수의 SO₄함량이 최대 190 mg/L이고 대부분 낮은 값을 갖는 것을 설명할 수 없다. 모든 탄산온천수는 경석고에 대하여 불포화상태를 보여주고 있다 (Fig. 5). 또한 황화광물의 산화반응이 진행되기 위해서는 대기로부터 지속적인 산소가 공급되어야 한다. 즉, 산소에 대하여 열린계 (open system)이어야 하므로, 대기압을 넘는 문경지역 탄산온천수의 이산화탄소분압 (최대 2.24 (=10^{0.35})atm)을 설명할 수 없다. 즉, 탄산온천수내 높은 Ca 함량의 기원으로는 탄산염 광물과의 반응으로는 만족할 만한 지화학적 해석을 제시할 수 없다.

따라서 탄산온천수내 Ca의 높은 함량은 두 번째 가능성으로 생각할 수 있다. 화강암지역에서 높은 Ca함량을 갖는 지하수는 Mast, Drever (1990), Azaroural, Fouillac (1997), Stober, Bucher (1999) 등에 의해 보고된 바 있고, 탄산수내 높은 Ca/Na비에 관해 Stober, Bucher (1999)는 알바이트 (albite)와 아노사이트 (anorthite)의 용해도 차이에 기인한다고 해석한 바 있다. 국내의 경우 충북 증원지역 및 초정지역 탄산수 (고용권 등, 1999a, 1999d)과 강원지역 탄산수 (고용권 등, 2000)에 이를 적용한 바 있다.

탄산온천수의 K, Mg, Fe는 K-장석 및 흑운모의 용해에 주로 기인하며, Fe는 황화광물의 산화에 의해서도 공급될 수 있다. 앞서 기재한 바와 같이, 황화광물의 산화에 의해 Fe가 공급된 것으로는 낮은 SO₄함량을 설명할 수 없다. 그러나 일부 탄산온천수 (H-1, H-5)에서는 비교적 높은 SO₄함량을 보이고 있고, 천부지하수에서도 SO₄함량이 높게 나타나고 있다 (Table 1). 일반적으로 지하수내 SO₄의 기원으로는 황철석을 고려할 수 있지만, 명확하지는 않다. 본 지역 탄산온천수는 알칼리온천수에 비하여 높은 Cl 함량 (3.3~33.9

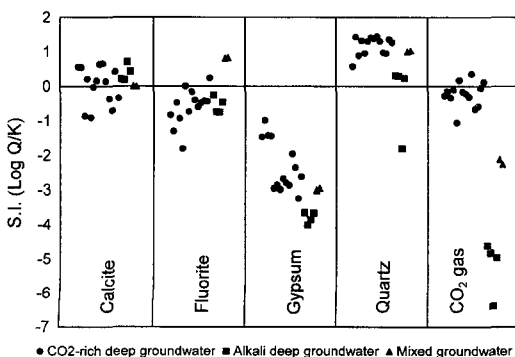


Fig. 5. Saturation states of various waters from the Mungyeong area at sample temperature.

mg/L)을 나타내는데, 이는 흑운모의 가수분해 또는 유체포유물로부터 기원한 것으로 생각된다 (Nordstrom *et al.*, 1989). F는 흑운모나 인회석의 OH-를 치환한 F의 용해로부터 기원할 수 있지만, 형석의 용해로부터 공급될 가능성도 배제할 수 없다. 명확히 F의 기원에 대하여 설명할 수 없지만, 실제 국내 화강암내에는 상당량의 F와 Cl이 함유되어 있다고 보고된 바 있다 (Tsusue, *et al.*, 1981; 농어촌진흥공사, 1999).

일반적으로 지하수가 유동로를 따라 심부로 순환하면서 점진적인 물-암석 반응이 진행되면서 이동도 (mobility)가 비교적 큰 이온들 (Na, K, Ca, Mg 등과 같은 알칼리 및 알칼리 토금속)과 SiO₂가 점진적으로 방출되며, 지하수의 SiO₂ 함량은 대부분 석영과 비정질실리카의 용해도값 사이에 분포한다. 문경지역 탄산온천수의 경우 일반지하수에 비해 매우 높은 SiO₂ 함량을 보여주며 그 변화폭도 넓고 (24.8~148.0 mg/L) 대부분이 110 mg/L이상의 높은 값을 보여준다 (Table 1; Fig. 4). 이는 탄산온천수를 형성하는 물-암석반응에서 온도효과가 작용하고 있음을 반영하는 것으로, 후술하겠지만 이의 특성으로 탄산온천수를 형성하는 심부저장지의 온도를 추정할 수 있을 것으로 사료된다. 알칼리온천수는 탄산온천수에 비해 상대적으로 낮은 SiO₂ 함량을 보이고 있으며, 심부저장지에서 알칼리온천수의 온도는 탄산온천수에 비해 상대적으로 높지 않은 것으로 판단된다.

문경지역 알칼리온천수는 높은 pH (9.1~10.4)와 화학적으로 Na와 HCO₃가 주를 이루는 것이 특징으로, 이는 일반적인 물-화강암 반응에 진화되었음을 보여준다. 일반적으로 지하수와 암석의 반응이 진행되었을 경우, 앞서 기재된 바와 같이 지하수내에는 규산염광물의 주 구성원소인 Na, K, Ca, Mg 등의 함량이 증가하면서 pH는 상승하게 된다. 그러나 용존이온함량의 증가와 pH의 상승은 각종 이온의 용해도에 영향을 주게 된다. Ca, Mg, K는 지하수내에서 pH가 상승함에 따라 이온교환반응 또는 이차광물상으로 침전되어 지하수로부터 제거된다. 또한 강우로부터 대기와 토양층을 거쳐 순환되는 지하수는 대기와 토양층으로부터 이산화탄소를 공급받게 된다. 이산화탄소와 지하수와의 반응 (CO₂ + H₂O = H⁺ + HCO₃⁻)은 지하수내 수소이온을 공급하고 중탄산이온 (HCO₃⁻)를 형성하는 역할을 한다. 이렇게 공급된 수소이온 역시 물-암석반응에 의해 소비되어 진다. 결국, 물-암석반응이 진행됨에 따라 pH가 높아지면서, 지하수내 용해된 Ca, K, Mg 등은 광물침전 또는 이온교환반응 등으로 지하수내에

서 제거되어 심부지하수에는 Na와 HCO₃가 주요이온으로 남게된다. 알칼리온천수에는 상당량의 F가 함유 (8.6~11.5 mg/L)되어 있는 것이 특징이다 (Table 1). 반면, 물-암석 반응을 더욱 활발히 겪은 본 지역 탄산수에는 상대적으로 낮은 F가 함유 (0.9~3.8 mg/L)되어 있다. 이 현상은 Ca와 F의 함량에 따른 형석의 용해도 차이로 설명할 수 있다. Fig. 5을 보면, 본 지역의 탄산온천수는 형석에 대하여 포화 내지 과포화 상태를 보여주는 반면, 알칼리 온천수는 불포화 상태에 있다. 즉, 탄산수의 F 함량은 형석 침전에 의해 조절되고 있음을 알 수 있다.

문경지역 탄산온천수는 주성분과 마찬가지로 주변자연수에 비해 높은 미량원소를 함유하고 있다. 그 중 Fe, Sr, Mn, Al, Li, B, Ba등이 주변자연수에 비해 뚜렷이 높은 함량을 보이고 있다 (Table 2). 특히, Fe 함량은 대부분 2 mg/L 이상이며, H-4공에서는 Fe함량이 117 mg/L과 138 mg/L로 매우 특이하게 높은 분석결과를 보이고 있다. 이는 심부에 부존하고 있는 탄산온천수의 특성이라기 보다는 H-4공은 1995년도에 온천공으로 개발된 이후 오랫동안 양수없이 방치되어 있어 온천공개발시 시공한 케이싱의 영향을 받은 것으로 판단된다.

Fe는 문경지역 화강암의 조암광물인 흑운모와 각섬석의 용해작용으로 기원될 수 있다. Ca와 화학적으로 거동이 유사한 Sr의 경우도 탄산온천수에서 높은 함량을 보이며, Ca함량과 정의관계를 보여준다 (Tables 1 and 2). Al 역시 탄산온천수에 높은 함량을 보인다. 이는 탄산온천수가 지하수 유동로를 따라 이동하면서 주변모암인 화강암의 규산염광물과 매우 활발하게 반응함으로써 높은 함량을 보이는 것으로 사료된다. Na나 K와 유사한 이온반경을 가진 알칼리금속원소인 Li도 물-암석 상호반응을 활발히 겪은 탄산온천수에서 높은 함량을 보인다. 일반적으로 중성 및 염기성 지하수내에서 낮은 함량을 보이는 Zn, Mn, Cu, Co, Cr, Ni은 탄산온천수에서 높은 함량을 보인다 (Table 2). 이는 탄산수의 낮은 pH조건에 기인하는 것으로 사료된다. 즉, 물-암석반응으로 탄산수내에 용해된 중금속원소들이 낮은 pH 조건으로 인하여 광물상으로 침전되기 보다는 수용액상에 용해되어 있는 것으로 사료된다.

이러한 높은 용존이온함량은 온천개발을 위하여 심부공으로부터 탄산온천수를 지표환경으로 배출하였을 때 침전물 형성의 원인이 된다. 특히, 갈색의 침전물은 문경탄산온천수에 다량 함유된 Fe에 기인한다. 문경지역 탄산온천수와 유사한 지화학적 특성을 보이는 중원

Table 2. Minor and trace element concentrations of water samples from the Munkyeong area.

Sample no.	Sampling Date	Concentrations (µg/L)														U		
		Fe	Sr	Mn	Al	Li	B	Zn	Ba	Cr	Cu	Ge	As	Rb	Mo		Cs	W
<i>CO₂-rich water</i>																		
H-1a*	08/14/97	2,613.0	825.0	n.d.	18.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
H-1b*	02/15/98	7,760.0	2,030.0	721.0	323.0	663.0	245.0	73.0	161.0	1.8	2.7	3.5	5.8	n.d.	1.0	12.2	0.5	
H-1c	11/30/99	2,613.0	825.0	466.0	18.0	338.0	139.0	1,544.0	279.0	<0.1	1.4	0.6	1.8	6.4	0.8	3.6	<0.1	
H-1d	01/26/00	6,765.0	1,652.0	802.0	4.0	832.0	91.9	419.0	53.6	0.7	2.5	2.1	5.4	23.5	1.0	14.0	0.4	
H-1e	04/04/00	70.0	380.0	n.d.	80.0	145.0	23.0	3,715.0	20.8	1.0	1.0	<0.2	0.9	1.4	3.6	0.3	<0.2	
H-2a	11/30/99	7,653.0	1,524.0	459.0	35.1	851.0	126.0	196.0	350.0	<0.1	1.0	2.4	0.7	14.7	1.7	3.8	0.6	
H-2b	01/26/00	12,356.0	1,293.0	502.0	8.7	849.0	123.0	912.0	117.0	1.0	1.0	2.2	1.1	14.8	1.8	3.4	1.1	
H-4a	11/30/99	138,452.0	2,015.0	842.0	26.0	1,056.0	167.0	14,570.0	61.2	0.3	3.0	8.2	0.9	29.7	1.1	17.4	0.2	
H-4b	01/26/00	117,451.0	1,684.0	783.0	0.4	1,062.0	80.2	13,775.0	230.0	0.9	1.5	6.2	0.7	29.8	1.1	17.6	0.3	
H-4c	03/14/00	9,880.0	1,980.0	660.0	300.0	1,064.0	112.0	107.0	38.3	4.6	1.7	2.5	2.7	26.2	<0.2	12.2	<0.2	
H-5a	01/26/00	812.0	571.0	362.0	19.6	272.0	22.7	4,240.0	28.1	0.2	1.4	0.4	4.7	13.2	12.3	7.0	2.4	
H-5b	04/04/00	1,390.0	480.0	n.d.	n.d.	246.0	20.0	445.0	8.5	1.0	0.7	0.5	3.9	10.0	10.3	3.9	0.7	
H-6	03/24/00	11,700.0	2,110.0	662.0	260.0	1,090.0	72.0	390.0	46.5	4.1	0.6	1.8	1.5	13.0	<0.2	1.9	<0.2	
H-8	03/14/00	6,520.0	910.0	660.0	200.0	657.0	90.0	6,664.0	24.1	2.2	4.0	1.8	0.5	19.9	0.8	3.6	8.6	
<i>Deep groundwater</i>																		
H-3a*	08/14/97	12.0	70.1	n.d.	183.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H-3b*	02/15/98	24.1	100.0	98.2	98.3	108.0	n.d.	51.1	81.0	1.0	1.7	1.1	15.4	n.d.	20.2	0.8	65.8	
H-7a	01/26/00	0.0	43.0	1.9	12.5	28.6	17.3	979.0	11.4	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	1.9	16.4	1.9	16.1	
H-7b	03/07/00	20.0	30.0	0.8	22.0	33.0	23.0	65.0	1.8	<0.2	0.2	0.4	7.2	1.9	18.2	1.5	76.8	
<i>Mixed groundwater</i>																		
H-9a	11/30/99	1,356.0	465.0	216.0	38.2	293.0	316.0	9,960.0	50.0	<0.1	1.2	3.5	2.1	10.2	28.0	3.8	160.0	
H-9b	01/26/00	832.0	382.0	168.0	11.4	274.0	243.0	7,545.0	33.6	<0.1	0.6	3.7	2.7	6.7	29.2	2.8	157.0	
<i>Shallow groundwater</i>																		
G-1a	11/30/99	105.0	672.0	80.4	7.6	141.0	63.0	27.0	197.0	<0.1	1.1	0.1	0.3	0.5	3.1	0.1	0.5	
G-1b	01/26/00	0.0	564.0	33.5	0.4	101.0	53.4	27.7	40.9	<0.1	1.1	0.1	0.2	0.4	2.6	<0.1	0.2	
G-2	11/30/99	15.0	191.0	1.3	7.0	12.3	12.7	253.0	874.0	<0.1	2.6	<0.1	0.1	0.2	0.3	<0.1	0.3	
G-3a	11/30/99	14.2	493.0	0.5	7.9	18.0	4.9	58.1	68.0	<0.1	1.8	<0.1	0.5	0.2	0.1	<0.1	0.2	
G-3b	01/26/00	0.0	433.0	0.8	1.4	9.6	2.2	21.0	63.4	0.2	1.2	<0.1	0.4	0.1	0.2	<0.1	0.3	
G-4	11/30/99	13.0	32.0	0.6	6.4	14.9	9.4	110.2	71.6	<0.1	0.2	<0.1	1.0	0.1	19.6	<0.1	3.2	
<i>Surface water</i>																		
S-1a	11/30/99	11.5	43.2	0.6	5.0	1.0	47.2	5.6	17.0	<0.1	0.1	<0.1	0.1	1.2	2.0	<0.1	0.6	
S-1b	01/00/00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
S-2	01/26/00	0.0	32.0	0.5	3.2	0.8	5.4	3.7	12.7	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	0.9	1.7	<0.1	<0.1	
S-3	11/30/99	13.5	61.2	0.7	5.7	0.6	14.0	5.2	58.3	<0.1	0.2	<0.1	0.1	0.9	1.2	<0.1	0.2	
S-4a	11/30/99	15.3	13.5	0.2	10.8	0.5	3.1	4.9	38.8	<0.1	0.1	<0.1	0.3	0.8	0.2	<0.1	0.1	
S-4b	01/26/00	0.0	12.0	1.3	25.8	0.3	1.8	48.6	40.6	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	0.8	0.5	<0.1	<0.1	

*Data from Choi (1998); Sample nos. of H-1 and H-3 are correspond to MK1 and MK3 in Table 3 from Choi (1998), respectively.

n.d.=not determined

지역 탄산수에서 침전 형성되는 갈색침전물에 대한 광물학적 연구가 수행된 바 있다 (김건영 등, 2000). 그 결과에 따르면 탄산수로부터 침전된 갈색층은 대부분 방해석과 Fe나 Mn의 산화광물 집합체로 구성되어 있으며, 소량의 점토광물도 함께 섞여 있는 것으로 보고한 바 있다. 그러나, 현재 문경지역 탄산온천수 (시료 H-1)는 초기 개발당시에 비해 침전물의 색도가 흑갈색에서 백색으로 변화되고 있는 상황이다. 이는 초기에 비해 탄산수의 Fe 함유량이 감소하기 때문인 것으로

사료된다. 이러한 감소현상은 H-1시료와 H-2시료의 분석결과에서도 확인될 수 있다. 문경탄산온천수는 주로 H-1공에 의해 공급되어지며, H-1공에 비해 사용되지 않는 H-2공에서는 상대적으로 높은 Fe 함량 (12.4 ppm)을 보여주고 있다. 이러한 Fe 함량의 감소에 대한 원인은 탄산온천수의 양수에 따른 주변지하수의 혼입에 영향을 받은 것으로 사료된다. 양수량이 높은 H-1공의 경우 지표기원입을 보여주는 NO_3 함량이 비교적 높은 것이 이를 뒷받침해주고 있다 (Table 1).

Table 3. Environmental isotopic compositions of various kinds of waters from the Munkyeong area.

Sample no.	Sampling Date	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	Tritium (T.U.)
<i>CO₂-rich water</i>						
H-1a*	08/14/97	-9.9	-70.5		6.1	0.3
H-1c	11/30/99	-9.0	-67.2	-2.7		1.7
H-1d	01/26/00	-9.7	-72.7	-5.8	6.6	4.0
H-1e	04/04/00	-8.7	-66.3			
H-2a	11/30/99	-10.1	-75.4	-2.0		0.1
H-2b	01/26/00	-10.0	-73.5	-4.0		2.1
H-4a	11/30/99	-9.9	-75.0	-3.4		0.0
H-4b	01/26/00	-10.2	-74.0	-7.8		1.0
H-4c	03/14/00	-10.1	-73.9			
H-5a	01/26/00	-9.6	-71.4	-5.6	12.2	1.8
H-5b	04/04/00	-9.6	-73.0			
H-6	03/24/00	-10.1	-73.9			
H-8	03/14/00	-10.0	-75.1			
<i>Deep groundwater</i>						
H-3a*	08/14/97	-9.4	-66.6			0.7
H-7a	01/26/00	-9.6	-69.7	-14.8		0.9
H-7b	03/07/00	-9.6	-72.7			
<i>Mixed groundwater</i>						
H-9a	11/30/99	-10.1	-75.2	-6.5		0.0
H-9b	01/26/00	-10.1	-73.5		24.7	1.1
<i>Shallow groundwater</i>						
G-1a	11/30/99	-9.2	-70.1	-6.4		0.8
G-1b	01/26/00	-9.3	-67.2	-6.5		1.8
G-2	11/30/99	-8.5	-63.8	-15.9		16.1
G-3a	11/30/99	-9.0	-68.6	-16.1		12.5
G-3b	01/26/00	-8.8	-64.6			16.1
G-4	11/30/99	-9.6	-72.5			21.1
<i>Surface water</i>						
S-1a	11/30/99	-10.3	-77.7			4.4
S-1b	01/00/00	-10.1	-74.5			7.1
S-2	01/26/00	-10.0	-73.3			
S-3	11/30/99	-10.2	-75.6			5.0
S-4a	11/30/99	-10.4				5.5
S-4b	01/26/00	-10.6	-83.2			7.0
S-6*	08/14/97	-8.3	-59.5			5.2

*Data from Yun *et al.* (1998): see Table 1.

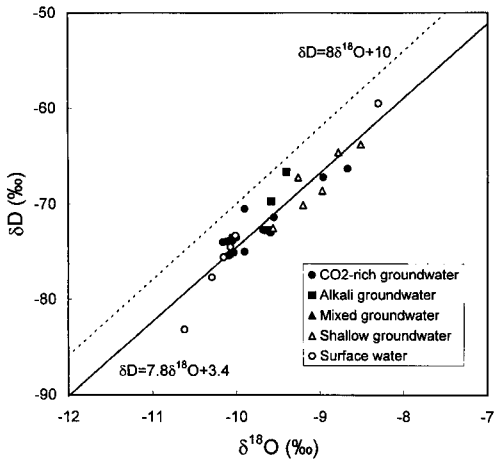


Fig. 6. $\delta^{18}\text{O}$ versus δD diagram of water samples from the Munkyeong area compared to meteoric water line.

U의 경우 탄산온천수에서 다소 높은 값을 보이는 것도 있다. 비록 2개의 시료채취지점에서만 $51 \mu\text{g/L}$ 와 $116 \mu\text{g/L}$ 의 우라늄함량을 보이지만, 이에 대한 지속적인 조사연구가 이루어져야 할 것이다.

동위원소적 특성

산소 및 수소안정동위원소

문경지역 자연수의 산소 및 수소동위원소 조성은 $-10.6 \sim -8.3\%$ 및 $-83.2 \sim -59.5\%$ 의 범위를 보여주지만 (Table 3), 각 유형별로 고유한 값의 범위를 나타낸다 (Fig. 6). 한편, 세계적인 순환 강우선 (Craig, 1961)에서 크게 벗어나지 않고 평행하게 도시되어 모두 순환수 기원임을 알 수 있으며, 분석결과로부터 문경지역에 대한 지역적인 천수선의 관계식을 $\delta\text{D} = 7.8\delta^{18}\text{O} + 3.4$ 로 제시할 수 있다. 심부 지하수에 해당하는 탄산온천수와 알칼리온천수는 천부 지하수에 비해 상대적으로 낮은 동위원소 조성을 보여주어 충전 고도가 달랐음을 지시한다. 문경지역 탄산수에 대하여 국내 강우에 대해 기 보고된 산소동위원소 고도 효과 ($0.19\%/100 \text{ m}$, $\delta^{18}\text{O}$; Kim, Nakai, 1988)를 적용하여 보면, 탄산수를 형성한 지하수의 함양지역은 현재 문경온천지역의 천부지하수 함양지역 보다도 약 500~700 m 정도 높은 지역이었을 것으로 추정된다. 더욱이 탄산온천수는 알칼리온천수에 비해서도 낮은 동위원소조성을 보이고 있어, 알칼리온천수보다도 심부로 순환하는 지하수임을 지시하고 있다. 일부 탄산온천수는 천부지하수에 근접하게 도시되어 심부에서 형성된 탄산온천수가 천부로

순환하는 과정에서 혼합되었거나 또는 양수에 따른 주변지하수가 혼합된 특성을 나타내고 있다.

각 온천공들에 대한 탄산온천수들의 동위원소조성은 화학조성에서 관찰된 바와 같이 각 온천공과 시료채취시기에 따라 시공간적으로 큰 차이를 보이고 있다. 탄산온천수의 생성과정이 지하심부에서 형성된 후 비교적 큰 단열대를 따라 지표로 상승하는 과정을 고려한다면 각 온천공의 탄산수 기원은 동일하다고 생각하는 것이 타당할 것이다. 그러므로 동위원소조성의 차이는 다른 기원을 가진 물과의 혼합과정으로 설명될 수 있다. 이러한 혼합과정은 지역적인 지하수문체계에 의하여 자연적으로 진행될 수도 있다. 문경지역의 경우 양수에 의하여 탄산온천수의 상부에 부존하고 있는 지하수의 유입에 따른 혼합이 탄산온천수의 동위원소의 변화를 가져오는 주요 요인으로 판단된다.

혼합지하수도 탄산온천수와 유사하게 낮은 동위원소 조성 (-10.1% , $\delta^{18}\text{O}$)을 보이고 있어, 탄산온천수와 주변지하수가 혼합되었음에도 알칼리온천수보다도 낮은 동위원소조성을 보이는 것으로 미루어 혼합되어진 지하수는 알칼리온천수 ($-9.6 \sim -9.4\%$, $\delta^{18}\text{O}$)보다도 깊게 순환하는 지하수로 판단된다. 천부지하수의 산소동위원소 조성은 $-9.6 \sim -8.5\%$ 로 비교적 넓은 범위에 속하며, 심도에 따라 특이한 변화를 인지할 수 없다. 지표수의 경우 오히려 탄산온천수 보다도 매우 낮은 값을 보이고 있다. 이는 시료채취시기가 대부분 추운 겨울에 집중되었기 때문으로, 1997년 8월에 채취한 시료의 경우는 상대적으로 높은 값을 보이는 것과는 잘 대비된다.

삼중수소

본 지역 탄산수와 알칼리 지하수의 삼중수소 함량은 거의 0 TU에 가까운 값을 보여주며 (Table 3), 국내 강수의 삼중수소 함량을 고려하면 (고용권 등, 1999c), 지하에서 최소 약 50년 이상 체류한 물임을 알 수 있다. 오랜 체류시간은 지하수의 심부 순환을 지시해주며, 따라서 심부 순환 중에 지각 하부로부터 CO_2 가 공급되었을 가능성을 뒷받침해 준다.

천부 지하수의 삼중수소함량은 크게 두 가지로 분류된다. 매우 낮은 삼중수소함량 ($0.8 \sim 1.8 \text{ TU}$)을 갖는 G-1시료와 높은 삼중수소 함량 ($12.5 \sim 21.1 \text{ TU}$)을 나타내는 천부지하수 (G-2, G-3, G-4)로 구분할 수 있다. 심도 200 m를 갖는 G-1시료는 체류시간이 최소 50년 이상 된 지하수를 나타내며, 화학적 특성 (Table 1)에서 보여주는 바와 같이 탄산온천수의 영향도 받은 것

으로 사료된다. G-1시료를 제외한 기타 천부지하수의 삼중수소함량은 높은 값을 보여주고 있어, 50년 이내에 함양된 지하수로 판단된다. 그러나, 현재 국내 강수의 삼중수소함량은 10TU내외의 값을 보이고 있으며, 문경지역 지표수의 경우 4.4~7.0 TU의 삼중수소 함량을 나타낸다. 국내 강수에 대한 삼중수소함량을 고려하고 (고용권 등, 1999c), 함양된 후 2차적으로 기타 지하수 또는 강수와 혼합되지 않았다면, 즉 천부지하수의 유동에 대하여 Piston Flow Model을 적용하면 대부분 천부지하수는 1960년대 초 또는 1970년대 초에 함양된 것으로 추정할 수 있다 (Fig. 7). 그러나, 이 역시 주기적인 관측자료를 바탕으로 추가적인 조사가 요구

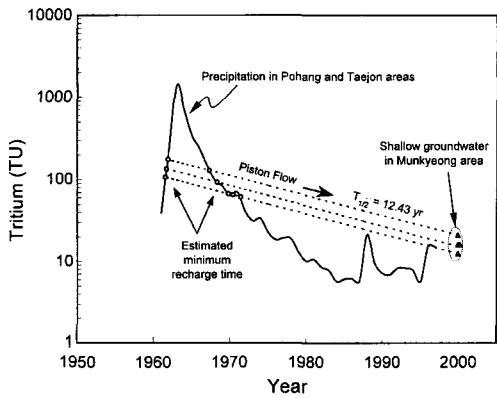


Fig. 7. The tritium concentration of shallow groundwater in the Munkyeong area. Trend of tritium concentration of precipitation collected in Pohang, KAERI is also shown. The residence time of the shallow groundwater is evaluated by Piston Flow Model.

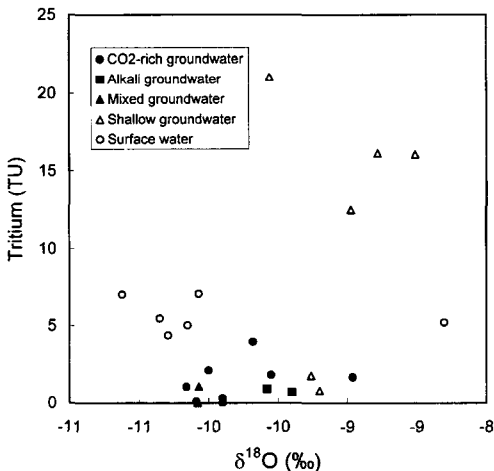


Fig. 8. $\delta^{18}\text{O}$ versus tritium concentration diagram for water samples from the Munkyeong area.

된다. 삼중수소 함량과 산소동위원소 조성과의 상관 관계를 살펴 보면 (Fig. 8), 탄산온천수, 알칼리온천수, 천부지하수 및 지표수가 각각 고유한 영역에 도시됨을 보여준다.

탄소동위원소

문경지역 탄산온천수, 알칼리온천수, 혼합지하수, 천부지하수의 용존 탄소에 대한 동위원소값 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{total}}$, relative to PDB standard)이 Table 3에 정리되어 있으며, 각각 -7.8~-2.7%, -14.8%, -6.5%, -16.1~-6.4%로서 물의 유형에 따라 서로 다른 값들을 나타낸다 (Table 3; Fig. 9).

지하수내 탄소의 기원으로서는 대기, 유기물과의 반응, 탄산염광물과의 반응, 심부기원의 이산화탄소가 있다. 대기중 탄소의 동위원소조성은 -8.6~-5.3% 값을 가지며 (Hoefs, 1997), 대기와 반응한 물의 이산화탄소 분압은 약 $10^{-3.5}$ atm을 갖는다. 유기물의 호흡 및 분해를 통해서 방출된 CO_2 의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -30~-20%의 범위를 갖는 것으로 알려져 있으며 (Carothers, Kharka, 1980; Kharaka et al., 1986), 이 때의 이산화탄소분압은 $10^{-2.5}$ ~ $10^{-1.5}$ atm 이다. 그러므로, 약 1 atm의 이산화탄소분압과 -7.8~-2.7%의 ^{13}C 값을 나타내는 탄산온천수에 대한 탄소의 기원으로서 대기와 유기물과의 반응은 제외시킬 수 있다.

비록 문경지역 탄산온천수 부존지역 남측부의 방해석에 대한 탄소동위원소 분석이 수행되지는 않았지만, 화학특성으로부터 방해석은 탄산온천수의 탄소의 기원

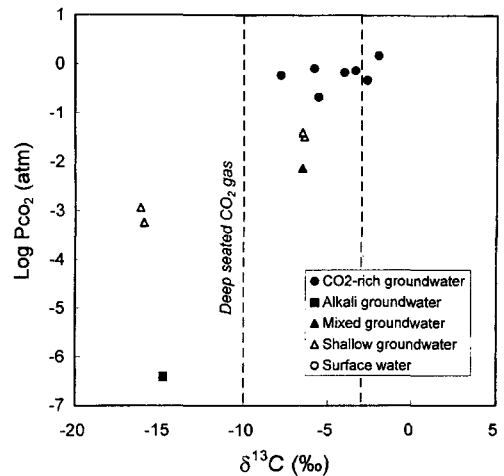


Fig. 9. $\delta^{13}\text{C}$ versus Pco_2 of water samples from the Munkyeong area. The range of $\delta^{13}\text{C}$ of deep CO_2 is also shown (Deines, Gold, 1973; Anderson, 1987).

으로서 제외될 수 있다. 결국, 문경지역 탄산온천수의 탄소의 기원으로서 심부기원의 이산화탄소를 고려할 수 있다. 심부기원으로서의 속성 또는 변성작용에 기인한 이산화탄소 (Mayo, Muller, 1997)와 마그마기원의 이산화탄소가 있다. 속성 또는 변성작용에 기인한 이산화탄소는 탄산염퇴적층이 overthrust구조에 의해 화강암의 하부에 매몰되는 지역에서 일어날 수 있으며, 문경지역 남측부 석회암층은 overthrust구조를 보이고 있어 이의 가능성을 배제할 수 없다 (Fig. 1). 또한 해성석회암의 탄소동위원소 조성을 -5~+2‰ (Hoefs, 1997)로 가정하고, 고온환경에서 CO₂(g)와 CO₂(calcite)의 동위원소 분별계수가 약 2‰ (Friedman, O'Neil, 1977)임을 고려하면, 석회암의 속성 또는 변성작용으로부터 발생된 이산화탄소의 δ¹³C값을 -7~0‰로 추정할 수 있다. 또한 마그마기원의 이산화탄소의 δ¹³C값은 -10~-3‰ (Anderson, 1987; Deines, Gold, 1973)로서 이 또한 문경지역 탄산온천수의 δ¹³C값과 유사한 값을 보인다. 탄소동위원소 결과만으로는 심부기원 이산화탄소의 기원으로서 속성 또는 변성작용에 기인한 것인지 마그마기원인지 구분할 수 없다.

탄산온천수의 형성이 심부로 순환하는 지하수가 심부로부터 이산화탄소의 공급을 받은 것에 기인한다면 탄산온천수의 삼중수소함량이 0 TU에 가까운 값을 가져야 한다. 대부분 탄산온천수는 0에 가까운 낮은 삼중수소함량을 보여주며 (Table 3), 일부 탄산온천수는 2 TU이상 값을 보이는 바 이는 문경지역 천부지하수의 혼합작용으로 설명할 수 있다.

알칼리지하수와 천부지하수는 탄산온천수에 비해 낮은 δ¹³C조성을 보인다 (Table 3). 대기 CO₂ (δ¹³C=-8.6~-5.3‰)와 반응한 강우가 토양층에 유입되고 유기물에 의한 반응으로 선택적인 ¹³C 소모반응이 진행되어 δ¹³C조성이 -30~-20‰로 낮아지다가 이후 지하수의 δ¹³C조성은 탄소를 함유한 지하매질과의 반응을 통하여 조절된다 (Clark, Fritz, 1997). 알칼리온천수는 심부지하수 입에도 δ¹³C값은 -14.8‰로서 유기물기원의 이산화탄소가 크게 기여하고 있음을 보여주며, 천부지하수 (G-2, G-3) 역시 -16.1~-15.9‰의 탄소동위원소 조성을 보여 유기물의 영향을 받았음을 지시한다. 반면에 G-1 천부지하수 (δ¹³C=-6.5~-6.4‰)는 기타 천부지하수에 비해 높은 탄소동위원소 조성을 보인다 (Table 3). 이러한 상대적으로 높은 탄소동위원소 조성은 화학분석결과에서도 인지된 바와 같이 탄산온천수의 영향을 받은 것에 기인한 것으로 사료된다. 혼합지

하수의 경우는 주변지하수에 비해 탄산온천수가 상대적으로 많은 용존탄소를 포함하고 있어 혼합시 탄소동위원소 조성은 탄산온천수에 의해 조절된 것으로 해석할 수 있다 (Table 3).

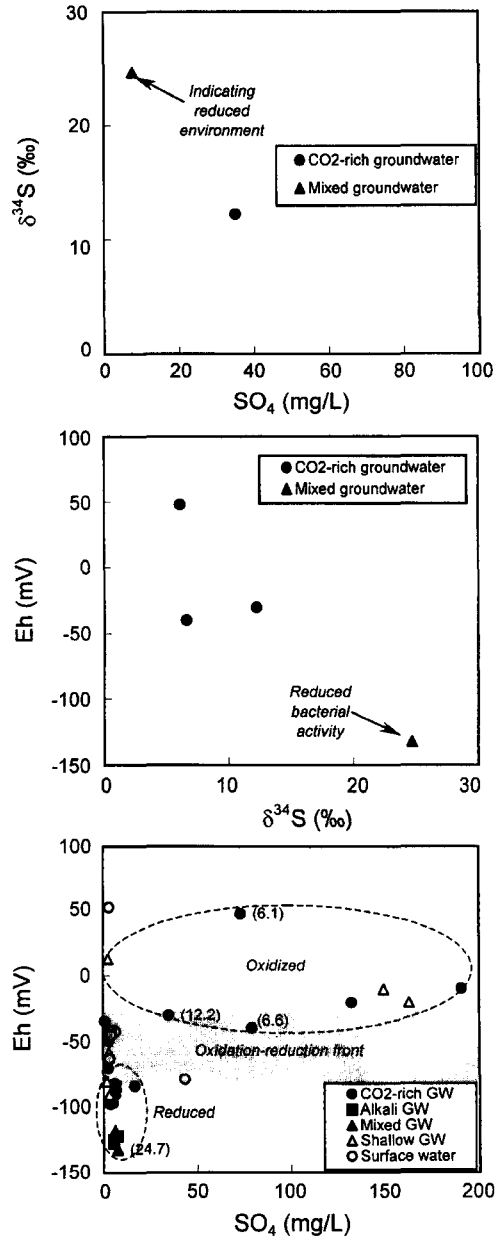


Fig. 10. Relationship of δ³⁴S, SO₄ (mg/L), Eh (mV) of water samples from the Munkyeong area. The sulfur isotopic composition indicates the mixed groundwater was reduced. The redox front is also established in the Eh versus SO₄ diagram.

황동위원소

문경지역 자연수내 용존 SO_4 의 황동위원소 조성 ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$, relative to CDT standard)은 비록 본 논문에서는 적은 분석결과를 제시하고 있지만, +6.1~+24.7%로서 상당히 넓은 범위를 보여주고 있다. 유형별로는 탄산온천수와 혼합지하수는 각각 +6.1~+12.2%, +24.7%로 특이하게 혼합지하수의 $\delta^{34}\text{S}$ 값이 탄산온천수에 비해 크게 높게 나타난다 (Table 3; Fig. 10). 이러한 경향은 탄산온천수와 혼합지하수에 용존되어 있는 황산염 황의 기원이 다르거나 동위원소 분별작용이 상이했음을 지시한다. 전술한 산소 및 수소동위원소에서 혼합지하수는 알칼리온천수보다 더 심부로 순환하는 지하수가 탄산온천수와 혼합되어 형성된 것으로 해석하였으며, 비록 알칼리온천수에 대한 황동위원소분석을 수행하지는 못하였지만, 유사한 심도를 갖는 혼합지하수와 탄산온천수의 황동위원소조성을 고려한다면, 다소 무리가 있기는 하지만 알칼리온천수의 황동위원소 조성은 혼합지하수보다도 높은 값을 갖고 있으리라 추측된다.

자연수의 높은 황동위원소값을 유발할 수 있는 주요 요인으로는 지하 심부에서의 유기 작용에 의한 황산염 환원을 고려할 수 있다. 강한 환원환경하에서 유기물에 의한 황산염 환원이 일어나게 되면, 동위원소적으로 가벼운 H_2S 가 생성되면서 잔류 SO_4 의 동위원소 조성은 약 25% 정도 더 무겁게 될 수 있다 (Clark, Fritz, 1997). 즉, 측정된 알칼리온천수의 산화-환원전위를 고려하면 알칼리온천수는 환원환경에 있었음을 지시한다. 그러나 환원작용이 진행되면 일반적으로 H_2S 가 인지되어야 하지만, 문경지역에서는 이의 존재가 확인되지 못하였다. 황동위원소에 대하여는 보다 체계적인 추가연구가 요구된다. 탄산온천수에서도 다소 높은 값 (+12.2%)이 나타나고 있어 탄산온천수도 환원환경이었을 가능성을 보여주고 있다.

그러나 탄산온천수의 경우 수리화학적특성에서 제시한 바와 같이 높은 철의 함량을 보여주고 있다. 산화-환원전위에 주요한 역할을 하는 Fe가 주변지하수와 혼합으로 산화반응을 겪는과정에서 알칼리온천수에 비해 매우 높은 Fe를 갖는 탄산온천수의 산화-환원환경은 알칼리온천수에 비해 산화환경으로 쉽게 전이될 수 있었을 것으로 추정할 수 있다. 이러한 추정결과로부터 Fig. 10에 각 시료에 대한 용존황산염의 함량과 산화-환원전위와의 상관관계를 도시하여 산화-환원경계를 대략적으로 설정하여 보았다. 이에 따르면 일부 주변지하수에 혼합작용을 겪지 않는 탄산수에서도 환원환

경조건에 있음이 기대된다.

탄산온천수의 진화과정

문경지역의 경우 심부지질환경이 주로 화강암으로 구성되어 있다는 점을 고려한다면, 문경탄산수는 심부에서 지표로 상승하는 과정에서 화강암의 주구성광물인 사장석, 정장석, 흑운모 등과의 반응을 통해서 화학적 특성이 결정되었을 것이다. 탄산수내 Na, Ca는 사장석으로부터 유래되었고, 정장석의 용해로부터 K가 기인하였으며, Fe, Mg의 기원은 흑운모로 설명될 수 있다. 또한 탄산수의 지화학적 특징을 결정짓는 요인으로서 심부에서 탄산수를 형성하는 온도환경을 고려할 수 있다. 심부로부터 이산화탄소를 공급받아 형성된 탄산수와 화강암과의 반응결과는 각 광물의 용해도변화 특성에 따라 온도환경에 크게 좌우된다. 후술한 바와 같이 문경지역 탄산수내 용존이온의 함량비 및 실리카의 함량으로부터 추정된 심부온도환경은 100~150°C범위를 보인다. 상기 온도범위에서는 알바이트와 아노사이트의 고용체인 사장석의 용해도는 아노사이트가 우세하며, 흑운모가 상대적으로 높은 용해도를 보여, 문경탄산온천수가 Ca 및 Mg가 부화된 특성을 설명할 수 있다. 이렇게 암석광물과의 지화학적 반응으로 높은 온도와 높은 용존이온 함량을 갖게 된 탄산수는 상승하는 과정중에 천부환경에서 상대적으로 낮은 온도와 낮은 용존이온 함량을 갖는 주변지하수의 혼합으로 냉각되면서 희석된 진화양상을 보여준다.

지하 심부의 저장지에서 유체가 온도에 지배를 받는 화학적 평형에 도달하였으며, 심부 저장지에서 지표로 빠르게 상승하는 동안 화학적 재평형이 일어나지 않았다면, 심부 저장지의 온도를 지표로 용출된 유체의 화학분석자료로부터 추정할 수 있다 (Fournier, 1981; Tonani, 1980; Arnorsson, 1983; Nieva, Nieva, 1987; Truesdell, 1976; Giggenbach, 1988; Fournier, Truesdell, 1973; Fouillac, Michard, 1981; Kharaka, Mariner, 1989). 본 논문에서는 여러 가지 지온계를 연구지역 탄산수에 적용하고 그 결과를 이용하여 탄산수에 대한 심부 저장지의 온도를 추정하여 보았다. 그러나, 유체가 상승하는 동안의 온도변화와 혼합작용은 광물들의 용해도에 영향을 주게 되므로, 심부저장지의 화학특성을 보존하기 어렵기 때문에 심부저장지의 온도를 추정하기 위한 지온계의 적용에는 세심한 주의가 요구된다 (Fouillac, 1983; Michard, 1990). 탄산수가 지표로 상승하는 과정에서 주변지하수와 혼합되는 특성은 정도

Table 4. Estimated reservoir temperatures of CO₂-rich thermal waters and alkali thermal water from the Munkyeong area, using various published geothermometers.

Sample no.	pH	In-situ Temp. (°C)	Estimated temperature (°C)							
			QC ¹⁾	CH ¹⁾	NaK ¹⁾	NaK ²⁾	NaK ³⁾	NaK ⁴⁾	NaK ⁵⁾	NaK ⁶⁾
CO₂-rich water										
H-1a*	6.4	30.2	71.7	40.0	144.3	103.4	111.5	132.7	100.5	163.6
H-1b*	6.3	26.0	160.3	136.4	162.4	125.2	131.8	150.4	121.4	180.9
H-1c	5.9	26.9	96.9	66.6	162.6	125.4	132.0	150.6	121.6	181.1
H-1d	6.2	24.9	143.4	117.4	141.3	99.8	108.2	129.8	97.1	160.7
H-1e	6.4	18.6	88.5	57.7	180.1	147.2	151.9	167.7	142.4	197.7
H-2a	5.9	29.2	151.4	126.3	136.8	94.5	103.2	125.4	92.0	156.4
H-2b	6.2	21.2	146.0	120.3	141.5	100.1	108.5	130.0	97.4	161.0
H-4a	6.4	25.9	153.1	128.3	152.5	113.2	120.6	140.7	109.9	171.5
H-4b	6.5	22.5	154.0	129.3	142.9	101.7	110.0	131.4	99.0	162.3
H-4c	5.9	32.7	159.4	135.3	140.4	98.8	107.2	128.9	96.1	159.9
H-5a	6.3	25.0	103.1	73.2	153.1	113.9	121.3	141.3	110.6	172.1
H-5b	6.2	25.8	101.5	71.6	137.6	95.5	104.2	126.2	93.0	157.2
H-6	6.2	26.0	151.3	126.2	139.3	97.4	106.0	127.8	94.8	158.8
H-8	5.8	28.9	145.1	119.3	158.8	120.8	127.7	146.9	117.2	177.5
Deep groundwater										
H-3a*	9.1	30.4	62.5	30.4	69.6	19.3	31.6	59.8	19.3	90.9
H-3b*	9.4	24.1	59.5	27.3	57.3	6.4	19.0	47.8	6.7	78.7
H-7a	10.4	26.6	-25.8	-57.8	85.5	36.5	48.2	75.3	36.0	106.6
H-7b	9.5	30.2	67.5	35.6	81.3	31.9	43.8	71.2	31.6	102.5

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

의 차이는 있지만 일반적으로 나타나는 현상이다 (Michard, 1990; Caboi *et al.*, 1993; Pauwels *et al.*, 1997).

문경지역 탄산온천수의 심부저장지에 대한 실리카지온계 (Fournier, 1981)의 적용결과, 칼세도니 보다는 석영을 적용한 지온계가 높은 온도를 지시함을 보여준다 (Table 4). 칼세도니지온계는 100°C이하의 저온 환경에서 적용되므로 (Arnorsson, 1975; Kharaka *et al.* 1977), 문경지역 탄산수의 경우는 석영을 이용한 지온계를 적용하는 것이 타당한 것으로 사료된다. 석영지온계의 적용결과는 72~159°C를 보여주며, 기타 이온지온계 및 다성분지온계의 적용결과보다 낮은 값을 보여준다 (Table 4). 이는 심부에서 평형을 이룬 실리카 성분이 지표로 상승하여 냉각되는 과정에서 다른 이온들에 비해 빠르게 재평형상태에 도달하기 때문이고, 결국 실리카지온계는 심부탄산수 또는 지열수의 심부온도의 최저치를 나타낸다 (Edmiston, Benoit, 1984; Pauwels *et al.*, 1993).

자연수가 함유하고 있는 이온함량으로부터 다양한 이온쌍 (Na-K, K-Mg, Na-Li) 또는 이온군 (Na-K-Ca,

Na-K-Ca-Mg)을 이용하여 물-암석반응을 겪은 심부온도의 지시자로 적용할 수 있다 (Fournier, 1981; Tonani, 1980; Arnorsson, 1983; Nieva, Nieva, 1987; Truesdell, 1976; Giggenbach, 1988, Fouillac, Michard, 1981; Kharaka, Mariner, 1989). Na-K지온계의 문경지역 탄산수에 대한 적용결과는 실리카지온계와 비교하여 다소 높은 값을 보여주고 있다 (Table 4).

온도변화에 따른 유체내에 포함된 다성분계의 평형상태를 컴퓨터 프로그램을 이용하면 일부 이온들만을 고려한 이온 지온계들 보다 더 타당한 심부 저장지의 온도를 추정할 수 있다 (Reed, 1982; Reed, Spycher, 1984; Hull, Reed; 1987). 다성분계의 평형상태를 이용한 온도추정을 위해 SOLVEQ 컴퓨터 프로그램 (Reed, 1982)을 이용하였다. 이의 결과를 대표적인 탄산온천수로 여겨지는 H-6공의 시료에 대하여 Fig. 11에 도시하였다. H-6 대한 실리카 및 Na-K 지온계에 적용결과는 각각 151°C, 95~159°C로서 (Table 4) 비교적 다성분 지온계를 이용한 온도와 비교적 잘 일치하는 결과를 보여주고 있다.

심부환경조건에서의 탄산수의 pH는 시추공으로부터

측정된 pH (Table 1)와는 상이하였을 것이다. 온도에 따른 이산화탄소의 해리반응 ($\text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$)을 고려한다면, 온도가 높을수록 이산화탄소의 용해반응에서 결정되는 pH는 증가하게 된다. 이를 SOLVEQ 프로그램 (Reed, 1982)을 이용하여 심부저장지의 온도환경에서의 pH를 추정하여 보았으며, 대표적인 Na-HCO_3 유형인 H-6시료의 경우 심부저장지의 온도로 추정되는 150°C에서 pH는 6.5로 산출되었다 (Fig. 11).

이는 탄산수가 심부저장지로부터 상승하는 과정에서

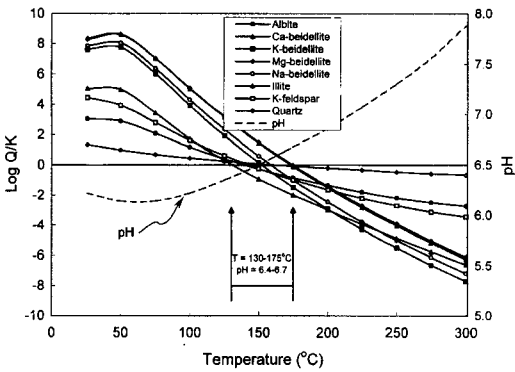


Fig. 11. Plots of Log (Q/K) versus temperature for Sample no. H-6. Evolution of pH with temperature increase is also shown.

주변지하수와 혼합되는 특성을 고려하지 않은 결과이다. 환원환경에 있는 심부저장지로부터 탄산수가 상승하면서 상대적으로 산화환경에 있는 주변지하수와 혼합되면, 환원환경하에서의 산화-환원반응의 주요역할을 하는 Fe^{2+} 는 산화반응 ($\text{Fe}^{2+} + 5/2\text{H}_2\text{O} + 1/4\text{O}_2 = \text{Fe}(\text{OH})_3(\text{s}) + 2\text{H}^+$)을 통하여 탄산수의 pH는 더욱 낮아질 가능성이 있다 (Fouillac, 1983). 그러므로, 냉각 및 혼합작용을 겪기전의 심부저장지의 탄산수의 pH는 높았을 것이다.

탄산수의 지화학적 진화과정을 살펴보면, 심부로 순환하는 지하수가 이산화탄소의 공급을 받아 CO_2 가 해리되면서 ($\text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O} = 2\text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$), 높은 수소이온농도를 갖게 되며 주변암석과 활발한 반응하면서 탄산수를 형성하게 된다. 이때 탄산수를 형성하는 온도 조건이 지질온도계를 적용하여 추정한 바와 같이 지표에 비하면 상당히 높았을 것으로 추정할 수 있다. 이렇게 형성된 탄산수가 지표로 상승하는 동안 추가적인 물-암석반응 및 냉각과 혼합과정을 겪으면서 지표로 용출되는 탄산수를 형성하는 것으로 설명될 수 있다.

심부기원으로부터 이산화탄소를 공급받은 탄산수와 주변 모암 (화강암)과의 반응은 특히 비조화반응으로 진행되는 사장석의 용해반응 (Gascogne, Kamineni, 1984)으로 설명할 수 있다. 문경지역 화강암내 사장석의 화학조성이 낮은 Ca/Na비를 갖음에도 Ca-HCO_3 형

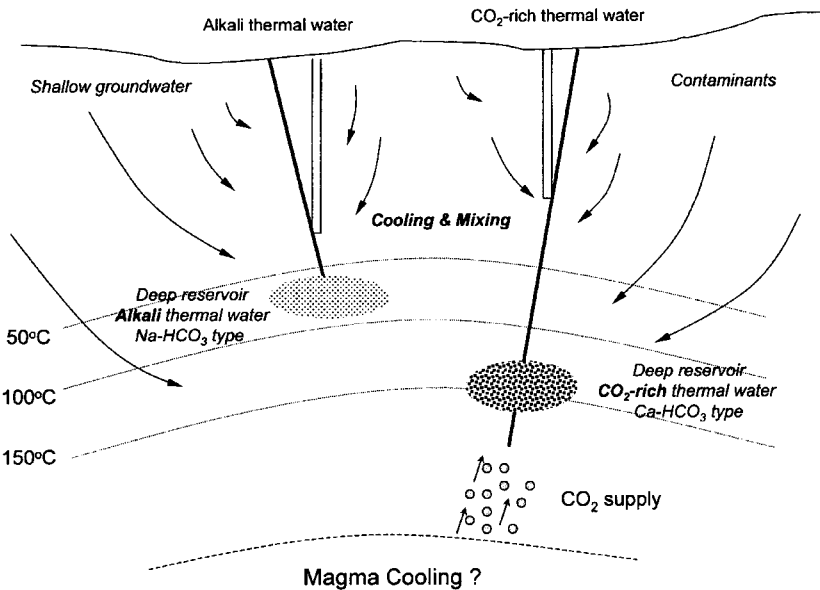


Fig. 12. Schematic cross-section showing the probable evolution of the CO_2 -rich thermal waters (Ca-HCO_3 type) and the alkali thermal water (Na-HCO_3 type) in depth.

인 문경탄산수내에는 높은 Ca/Na비를 보이고 있으며, 이는 알바이트와 아노사이트의 용해도 차이에 기인한다고 해석할 수 있다 (Stober, Bucher, 1999). 이와 같은 해석은 국내 충북지역 Ca-HCO₃ 유형의 탄산수에 적용된 바 있다 (고용권 등, 1999a; 1999d).

상기 지화학적 특성과 동위원소결과와 함께 지질온도계의 적용결과를 종합적으로 살펴보면, 탄산온천수는 심부로 순환하는 지하수가 심부로부터 이산화탄소의 공급과 함께 물-화강암반응을 통하여 지화학적으로 진화된 반면, 알칼리온천수는 이산화탄소의 공급없이 단순한 물-화강암반응에 의한 결과로 해석될 수 있다. 또한 지질온도계의 적용결과는 탄산온천수가 알칼리온천수에 비해 높은 심부저장지 온도특성을 보이고 있어 지열구배를 고려한다면, 탄산온천수가 알칼리온천수에 비해 깊은 심도에서 형성된 것으로 사료된다. 결국, 탄산온천수는 심부로부터 이산화탄소의 공급을 용이하게 받을 수 있는 단열대가 심부까지 발달해 있는 반면, 알칼리온천수는 그러하지 못한 것으로 추측할 수 있다. 이러한 탄산온천수 및 알칼리온천수의 심부환경을 Fig. 12에 도시하여 보았다.

토의 및 결론

문경지역 산출되는 탄산온천수는 특징적으로 낮은 pH와 높은 이온함량을 보이는 것이 특징이며, 화학적으로 Ca-HCO₃형을 보여주는 반면 알칼리온천수는 높은 pH를 보이며, Na-HCO₃형을 나타낸다. 탄산온천수의 형성과정은 심부로 순환하는 지하수가 심부로부터 CO₂가스의 공급을 받고, 이의 결과로 활발한 물-화강암 반응이 진행되었으며 단열대를 따라 지표환경으로 유동한 것으로 사료된다. 산소 및 수소동위원소 결과는 탄산온천수가 심부로 순환하는 지하수에 의해 형성되었음을 뒷받침해주고 있고, 탄소동위원소결과 또한 심부기원의 이산화탄소기원과 일치하고 있다. 그러나, 국내 탄산수에 대한 기존 연구결과와 마찬가지로 국내 지질환경하에서 탄산수의 심부기원에 대한 간접적인 해석보다는 직접적인 심부기원에 대한 확인이 절실히 요구된다. 또한, 지질온도계의 적용결과에 의하면, 탄산온천수의 심부저장온도는 150°C내외로 국내 지열수에서 확인되는 심부저장지의 온도에 비해 높게 나타나고 있어, 국내의 지열자원 활용측면에서 보다 심도 깊은 온도추정과 함께 저장지의 심도에 대한 연구가 수행되어야 할 것으로 사료된다.

이와 달리 알칼리온천수는 탄산온천수와 인접하게 산

출됨에도 불구하고 상이한 지화학적 특성을 보여주고 있다. 이는 심부지하수의 유동을 지배하는 문경지역의 단열특성과 연관지어 해석할 수 있다. 즉, 이러한 상이한 심부지하수의 유형은 심부로부터 이산화탄소의 공급여부에 지배를 받는다고 할 수 있다. 즉, 탄산온천수를 형성하고 있는 단열특성은 알칼리온천수의 단열대보다도 깊은 심도로 확장되어 있다고 추정할 수 있다.

사 사

본 연구는 과학기술부의 원자력 중장기연구개발과제의 일환으로 수행되었으며, 부분적으로 한국과학재단 특정기초연구 (과제번호: 1999-2-131-002-3)의 일환으로 수행되었는바 이에 감사한다.

참고문헌

고용권, 김천수, 배대석, 김건영, 정형재 (1999a) 초정지역 탄산수의 지구화학적 연구 I. 수리화학. 지하수환경, 6권, p. 159-170.
 고용권, 김천수, 배대석, 최현수 (1999b) 초정지역 탄산수의 지구화학적 연구 II. 동 위원소. 지하수환경, 6권, p. 171-179.
 고용권, 배대석, 김천수, 김건영 (1999c) 포항 및 대전지역 강수의 삼중수소 함량, 지하수환경, 6권, p. 126-132.
 고용권, 윤성택, 김천수, 최현수, 김건영 (1999d) 증원지역 탄산수의 지구화학적 진화, 자원환경지질, 32권, p. 469-483.
 고용권, 김천수, 최현수, 박맹언, 배대석 (2000) 강원도지역 탄산약수의 지화학적 연구, 지하수환경, 7권 (인쇄중).
 김건영, 고용권, 최현수, 김천수, 배대석 (2000) 증원지역 탄산온천수의 탄산염 침전물에 관한 광물학적 및 지구화학적 연구. 광물학회지, 13권, p. 22-36.
 김남장, 최승오, 강필중 (1967) 한국지질도 문경도폭 (1:50,000) 및 도폭설명서, 국립지질조사소, 37p.
 김정환 (1986) 문경탄전 오정산일대의 지질구조. 지질학회지, 22권, p. 135-145.
 농어촌진흥공사 (1995) 경북 문경지구 온천자원조사 보고서, 539p.
 농어촌진흥공사 (1999) 농어촌 생활용 암반지하수의 수질과 분포암석과의 관계연구 (최종), 99-05-15, 160p.
 정찬호, 정기영 (1999) 경북 청송지역 달기 탄산약수의 지화학적 수질특성과 생성기원. 자원지질환경, 32권, p. 455-468.
 Anderson, T. (1987) Mantle and crust components in a carbonatite complex and the evolution of carbonatite magma: REE and isotopic evidence from the Fen complex, southeast Norway. Chem. Geol., v. 65, p. 147-166.
 Arnorsson, S. (1975) Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland, Amer. J. Sci., v. 275, p. 763-784.

- Arnorsson, S. (1983) Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems. Implications for chemical geothermometry investigation. *Geothermics*, v. 12, p. 119-128.
- Appelo, C.A.J. and Postma, D. (1994) *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, 536p.
- Azaroual, M. and Fouillac, C. (1997) Experimental study and modelling of granite-distilled water interactions at 180°C and 14 bar. *Appl. Geochem.*, v. 12, p. 55-73.
- Caboi, R., Cidu, R., Fanfani, L. and Zuddas, P. (1993) Geochemistry of the high PCO₂ waters in Longudro, Sardinia, Italy. *Appl. Geochem.*, v. 8, p. 153-160.
- Calf, G.E., Seatonberry, B.W., and Smith, L.W. (1976) The measurement of natural levels of tritium in water. Australian Atomic Energy Commission, AAEC/E373, 26p.
- Carothers, W.W. and Kharaka, Y.K. (1980) Stable carbon isotopes of HCO₃ in oil-field waters-implications for the origin of CO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta*. v. 44, p. 323-332.
- Choi, H.S. (1998) Hydrogeochemical and environmental isotopic studies of the carbonate-type groundwaters in the Jungwon and Munkyeong Areas. Unpub. Ms. Thesis, Korea Univ., 113p.
- Clark, I.D. and Fritz, P. (1997) *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Pub., NY, 328 p.
- Coleman, M.L., Shepherd, T.J., Durham, J.J., Rouse, J.E., and Moore, G.R. (1982) Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry*, v. 54, p. 993-995.
- Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric water. *Science*, v. 133, p. 1702-1703.
- Deines, P. and Gold, D.P. (1973) The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 37, p. 1709-1733.
- 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. Coucil Trans.*, v. 8, p. 417-424.
- Fouillac, C. (1983) Chemical geothermometry in CO₂-rich thermal waters. example of the French Massif Central. *Geothermics*, v. 12, p. 149-160.
- Fouillac, C. and Michard, G. (1981) Sodium-lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, v. 10, p. 55-70.
- 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.
- Friedman, I. and O'Neil, J.R. (1977) Compilation of stable isotopic fractionation factors of geochemical interest: Data of Geochemistry. Chapter KK, U.S. Geological Sruvey Professional Paper 440-KK, 12p.
- Gascoyne, M., Kamineni, D.C. (1994) The hydro-geochemistry of fractured plutonic rocks in the Canadian shield. *Applied Hydrogeol.* v. 94, p. 43-49.
- Giggenbach, W.F. (1988) Geothermal solute equilibria: Derivation of Na-K-Ca-Mg geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 48, p. 2693-2711.
- Hoefs, J. (1997) *Stable Isotope Geochemistry*, 4th ed., Springer-Verlag, New York, 201p.
- Hull, C.D. and Reed, M.H. (1987) Chemical geothermometry and numerical unmixing of the diluted geothermal waters of the San Bernardino Valley region of southern California. *GRC Transaction*, v. 11, p. 165-183.
- Kharaka, Y. K., Callender E. and Carothers, W.W. (1977) Geochemistry of geopressed geothermal waters from the Texas Gulf Coast. Proc. 3rd Geopressed-Geothermal Energy Conf., 1, G1121-G1165.
- Kharaka, Y.K., Law, L.M., Carothers, W.W. and Goerlitz, D.E. (1986) Role of organic species dissolved in formation waters from sedimentary basin in mineral diagenesis. In: Gautier, D.L. (Ed.), *Roles of Organic Matter in Sedimentary Diagenesis*, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication 38, p. 111-122.
- Kharaka, Y.K. and Mariner, R.H. (1989) Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: *Thermal History of Sedimentary Basins* (Eds. N.D. Naeser and T. McCulloch), Springer-Verlag, N.Y., p.99-117.
- Kim, K.H. and Nakai (1988) A study on hydrogen, oxygen and sulfur isotopic ratios of the hot spring waters in South Korea. *Chikyukagaku* (Japan), v. 15, p. 6-16
- Mast, M.A. and Drever, J.I. (1990) Chemical weathering in the Loch Vale Watershed, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Water Resour. Res.*, v. 26, p. 2971-2978.
- Mayo, A.L. and Muller, A.B. (1997) Low temperature diagenetic-metamorphic and magmatic contributions of external CO₂ gas to a shallow groundwater system. *J. Hydrol.*, v. 197, p. 286-304.
- Michard, M. (1990) Behaviour of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot waters from granitic areas. *Chem. Geol.*, v. 87, p. 117-134.
- 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.
- Nordstrom, D.K., Ball, J.W., Nonaho, R.J. and Whitmore, D. (1989) Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 8, p. 153-160.
- Pauwels, H., Fouillac, C., Goff, F. and Vuataz, F.D. (1997) The isotopic and chemical composition of CO₂-rich thermal waters in the Mont-Dore region (Massif-Central, France). *Appl. Geochem.*, v. 12, p. 417-427.
- 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.
- Reed, M.H. and Spycher, N.F. (1984) Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, p. 1479-1492.
- Stober, I. and Bucher, K. (1999) Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest Region. *Appl. Geochem.*, v. 14, p. 237-254.
- 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) *Geochemical techniques in exploration. Summary of section III. Proc. Sec. United Nations Symp. Develop. Use Geother. Res.*, v. 1, p.53-78.
- Tsusue, A. Mizuta, T., watanabe, M. and Min, K.W. (1981) Jurassic and Cretaceous granitic rocks in South Korea. *Mining Geol. (Japan)*, v. 31, p. 261-280.
- Yun, S.T., Koh, Y.K., Choi, H.S., Youm, S.J. and So, C.S. (1998) Geochemistry of geothermal waters in Korea: Environmental isotope and hydrochemical characteristics II. Jungwon and Munkyeong areas. *Econ. Environ. Geol.*, v. 31, p. 201-213.

2000년 9월 4일 원고접수, 2000년 12월 1일 게재승인.