

## 충청지역 탄산수의 산출양상, 지화학적 특성 및 생성기원

정찬호<sup>1\*</sup> · 김종근<sup>2</sup> · 이재영<sup>3</sup>

<sup>1</sup>대전대학교 지구시스템공학과, <sup>2</sup>대구산업정보대학 환경관리과, <sup>3</sup>경북대학교 지질학과

### Occurrence, Geochemistry and Origin of CO<sub>2</sub>-rich Water from the Chungcheong Area, Korea

Chan Ho Jeong<sup>1\*</sup>, Jong Gun Kim<sup>2</sup> and Jae Young Lee<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Department of Geosystem Engineering, Taejon University, Taejon, 300-716, Korea

<sup>2</sup>Department of Environmental Management, Taegu Polytechnic College, Taegu 706-711, Korea

<sup>3</sup>Department of Geology, Kyungpook National University, Taegu, 702-701, Korea

Several CO<sub>2</sub>-rich springs in the Chungcheong area, i.e., the Angsung spring, the Chojung spring, the Myungam spring, the Bukang spring and the Daepyung spring have been long known for their particular water chemistry. The occurrences of these springs are closely related to the geologic structure of Mesozoic granite such as dyke swarms, fault zones and the geologic boundary between granite and its adjacent gneiss. The CO<sub>2</sub>-rich water samples show a high CO<sub>2</sub> concentration (P<sub>CO2</sub> 0.25 atm to 0.99 atm), weak acidic pHs and the electrical conductivity ranging from 101 to 2,950 μS/cm. The CO<sub>2</sub>-rich water samples are classified into the Ca-HCO<sub>3</sub> type and the Ca(Na)-HCO<sub>3</sub> type in chemical composition. Environmental isotopic data (<sup>2</sup>H/<sup>1</sup>H, <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O) indicated that CO<sub>2</sub>-rich water was meteoric origin. The δ<sup>13</sup>C values of CO<sub>2</sub>-rich water range from -3.1‰ to -6.8‰ PDB. The values indicate that H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>0</sup> and HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> of the water samples are mainly originated from a deep-seated source and partly contributed from carbonate minerals. The major minerals determining the chemistry of CO<sub>2</sub>-rich water are probably the carbonate minerals which are present as veins and secondary minerals, and the plagioclase in granite and gneiss.

Key words : CO<sub>2</sub>-rich springs, geologic structure, chemical composition, δ<sup>13</sup>C, deep seated source

양성지역, 초정리지역, 명암지역, 부강지역 그리고 대평리지역 등 충청지역 몇 곳에서 탄산수가 산출된다. 이들 탄산수는 독특한 수질화학적 특성 때문에 오래 전부터 알려져 왔다. 탄산수의 산출은 중생대 화강암과 편마암의 지질경계부, 단층대, 화강암내 암맥군과 같은 지질구조와 밀접하게 관련된다. 충청지역 탄산수의 수질화학적 특성은 높은 CO<sub>2</sub>의 함량 (P<sub>CO2</sub>=0.25~0.99 atm), 약산성의 pH, 101~2,950 μS/cm 범위의 전기전도도, Ca-HCO<sub>3</sub>형 내지 Ca(Na)-HCO<sub>3</sub> 형의 화학조성으로 요약된다. 탄산수에 대한 <sup>2</sup>H/<sup>1</sup>H, <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 동위원소 조성비를 분석한 결과 모두가 순환수 기원임을 지시한다. 그리고 탄산수의 탄산염 침전물에 대한 탄소동위원소 분석결과 δ<sup>13</sup>C 값이 -3.1~-6.8‰ PDB 범위를 보여 탄산수내 CO<sub>2</sub>는 심부기원임을 지시하며, 탄산수내 높은 중탄산이온의 일부는 탄산염암의 영향을 받았음을 지시한다. 탄산수의 화학성분을 결정한 주요 근원광물은 화강암과 편마암내 사장석과 암맥이나 이차광물로 산출되는 탄산염광물로 해석된다.

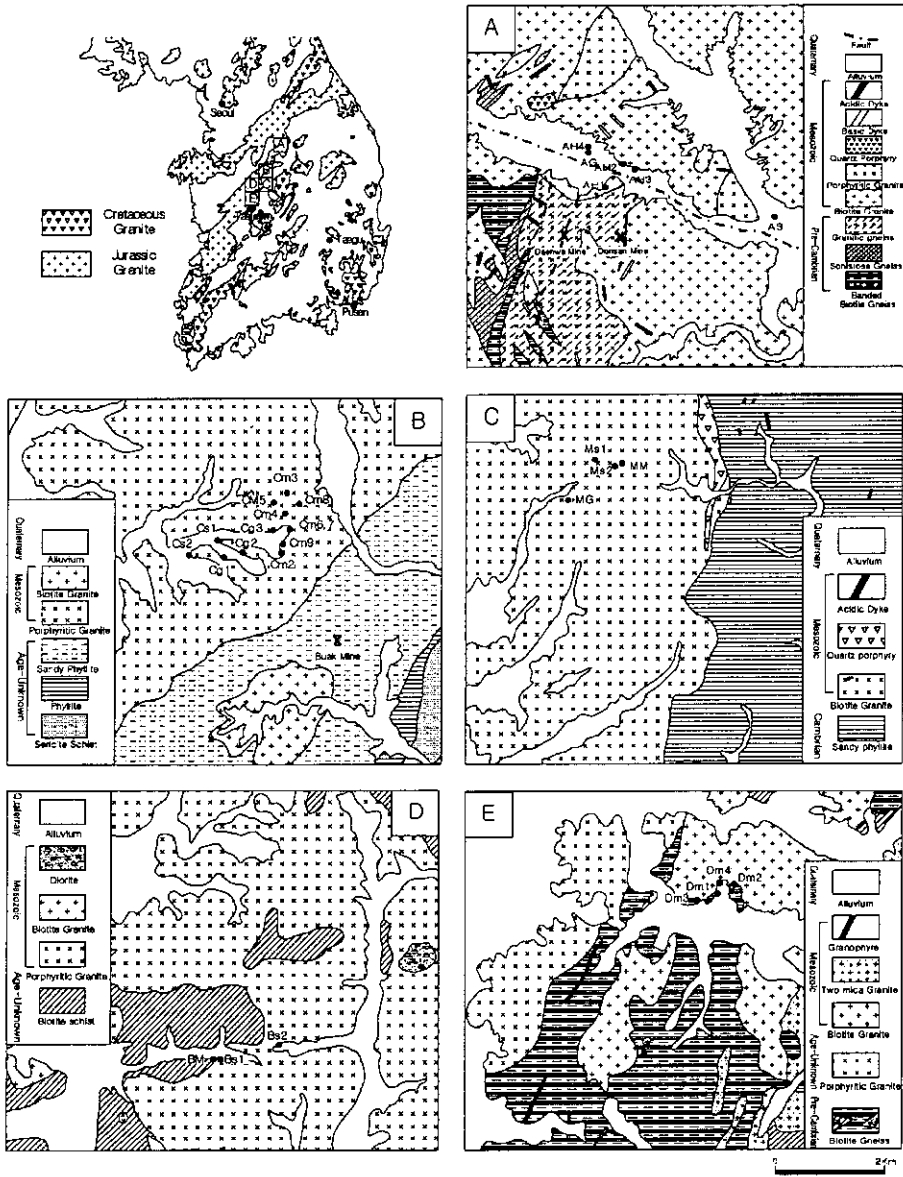
주요어 : 탄산천, 지질구조, 화학성분, 탄소동위원소, 심부기원

### 1. 서 언

각종 무기이온성분과 탄산을 다량으로 함유하여 탄산음료수와 유사한 독특한 물맛을 갖는 소위 "약수"라

고 통칭되는 탄산수는 민간에서 위장병, 부인병, 피부병, 고혈압, 당뇨병, 안질 등의 질병치료에 효과가 있는 것으로 알려져 있다. 국내에서 산출되는 탄산수는 충청남·북도 일원, 경상북도 북부지역, 강원도 지역 등에서 주로 산출되고, 서울의 천호동, 울릉도에도 탄산약수가 산출되는 것으로 알려져 있다. 충청남·북도

\*Corresponding author: chjeong@dragon.taejon.ac.kr



**Fig. 1.** Geologic map of the study area including sampling sites of CO<sub>2</sub>-rich springs, groundwater and surface water. A: the Angsung area, B: the Chojeong area, C: the Myunggam area, D: the Bukwang area, E: the Daepying area

일대에서 산출되는 탄산수는 충북 충주시 양성면 능암리의 양성온천탄산수, 충북 청원군 북일면 초정리의 초정탄산약수, 충북 충주시 명암동의 명암탄산약수, 충남 연기군 부용면 부강탄산약수, 충남 연기군 금남면 대평탄산약수 등이다(Fig. 1).

탄산수에 대한 지질학적 관심은 주로 CO<sub>2</sub>의 기원, 탄산수의 수질특성을 결정한 지화학적 진화과정, 탄산수의 산출과 부존에 대한 지질구조적 특성 등에 있다.

국내 몇 개 지역의 탄산수에 대한 수질특성과 생성기원은 이미 보고된 바 있다. 양성(능암) 온천수에 대한 수리지화학적 연구는 Yum(1993), Yun *et al.*(1998), 고용린 등(1999a)에 의하여 수행된 바 있다. Yum(1993)은 탄산온천수가 화강암질 편마암내 석회질 대수층에 영향을 받은 것으로 보고하였다. Yun *et al.*(1998)은 탄산온천수의 생성기원을 단층선을 따라 탄산염암과 산성광산수의 반응에 의해 생성된 것으로 발

표하였으나, 그 후 고용권 등(1999a)에 의하여 탄산수의 CO<sub>2</sub>를 심부기원으로 재해석하였다. 한편 박희인 등(1985)은 양성온천 주변의 대화 및 둔산 W-Mo 광산에 대한 유체포유물 연구결과 광화작용시 유체포유물내 CO<sub>2</sub>가 다량으로 함유되어 있다고 보고하였다.

초정탄산수에 대해서는 농어촌진흥공사 조사보고서(1998), 고용권 등(1999b, 1999c)에 의하여 연구된 바 있는데, 탄산수의 CO<sub>2</sub>는 화강암내 발달한 맥암군(dyke swam)을 따른 지하 심부에서 기원된 것으로 보고하였다. 그리고 정찬호와 정기영(1999), 정찬호와 이진국(2000)은 경북 북부지역의 달기, 신촌, 고란탄산수를 대상으로 그들의 화학성분을 밝히고, 산소, 수소, 탄소 동위원소분석을 통하여 약수는 강수기원이며 CO<sub>2</sub>는 주라기 화강암과 관련한 심부 기원으로 해석하였으며, 약수의 수질특성은 주로 경상계 퇴적암류에 의해서 영향을 받은 것으로 해석하였다. 김건영 등(2001)은 신촌약수의 화학적 특성이 퇴적암 하부에 확인되지 않은 심부화강암과의 반응에 의한 것으로 해석하였으나, 수리지질학적 지하수 유동경로를 고려하지 않은 해석으로 판단된다.

세계적인 연구동향을 보면 탄산수는 세계 곳곳에서 산출되는 것으로 보고되고 있고, 그에 따른 연구가 많이 진행된 바 있다. 그 중 Cornides and Kecske's(1974, 1982)은 유럽지역 탄산광천수에 대한 화학성분 및 탄소동위원소 분석결과 화산활동과 관련된 심부기원의 CO<sub>2</sub>가 탄산수를 형성한 것으로 해석하였다. Barnes *et al.*(1978), Irwin and Barnes(1980), 그리고 Cero'n *et al.*(1998)등은 탄산수의 산출과 지체구조의 약대와의 연관성을 제시하였다. 즉, 전세계적으로 탄산수의 산출은 지진활동이 많이 보고된 판경계부와 같은 약대를 따라서 집중된다고 하였다. 따라서 탄산수내 CO<sub>2</sub>는 지하 심부에서 공급되는 것으로 해석하였다. Mayo and Muller(1997)는 콜로라도의 Front Range 단층주변 지하수내 CO<sub>2</sub>는 마그마기원과 속성변질 및 변성작용에 의한 발생된 CO<sub>2</sub>가 혼합된 것으로 제시하였다. Ishibashi *et al.*(1995)과 Griesshaber *et al.*(1992)은 배호분지(back arc basin)와 그라벤(graben)같은 지구대의 열수와 지하수내 용존된 탄소 및 헬륨 동위원소에 분석을 통하여 CO<sub>2</sub> 가스와 헬륨 가스가 마그마에서 기원되었음을 제시하였다.

본 연구에서는 충청지역 중생대 화강암과 관련하여 산출되는 탄산수를 대상으로 탄산수의 산출과 지질구조와의 관계를 알아보고, 산출지역별 탄산수의 지화학적 특성을 비교분석하였다 아울러, 탄산수내의 CO<sub>2</sub> 공

급원과 수질특성을 결정한 물-광물 반응 관계를 해석하였다.

## 2. 지 질

### 2.1. 양성지역

양성 온천탄산수 산출지역의 지질은 Fig. 1A에서 보는바와 같이 주로 선캄브리아기 편마암류와 이를 관입한 중생대 화강암류로 구성되어 있다(박봉순 등, 1971). 이 지역의 지질은 NW방향의 양성단층에 의해 북쪽에는 주로 화강암류가 남쪽에는 편마암류로 구성된다. 선캄브리아기 편마암류는 서로 접이적인 암상변화로 호상흑운모편마암, 편상편마암, 화강암질 편마암으로 구성되어 있다. 현미경관찰 결과 편마암류의 주 구성광물은 석영, 사장석, 흑운모이며 부구성광물로는 백운모, 녹니석, 저어콘 등이다. 백악기 화강암류(청주 화강암류)는 흑운모화강암과 반상화강암으로 구성되어 있다. 이 화강암류 역시 마그마 분화작용에 의하여 암상이 서로 접이적으로 변화된다. 본 역에서 가장 넓게 분포하는 흑운모화강암은 석영(30.3%), 사장석(27.6%), K-장석(34.3%), 흑운모(4.4%)가 주 구성광물을 이루고 있고, 백운모, 녹니석, 불투명광물 등이 부구성광물로 이루어져 있다.

화강암질 편마암내에 현재는 폐광상태인 W-Mo 열수광산(대화광산과 둔산광산)이 있다. W-Mo 열수광산은 화강암질 편마암과 흑운모화강암의 파쇄대내에 대체로 NW방향으로 평행하게 석영 및 방해석 맥(대략 50 cm 두께)이 충전되어 있다. 양성 온천약수일대의 지질구조는 대략 NE 와 NW방향의 단층과 이와 연관된 파쇄대로 이루어져 있어, 이 단층이 지표수계뿐만 아니라 지하수유동 특성에도 영향을 미치는 것으로 보인다.

### 2.2. 초청리지역

초정탄산수가 산출되는 일대의 지질은 Fig. 1B에서 보는 바와 같이 조사지역의 남동측에 북동 주향으로 분포하는 옥천계에 속하는 변성암류(백봉리통)와 이를 관입한 주라기 반상화강암으로 구성된다(이종혁과 김정환, 1971). 초청리지역 옥천계의 변성암류는 주로 사질천매암으로 주요 구성광물은 석영, 흑운모, 녹니석이며 부구성광물은 저어콘, 불투명광물과 소량의 사장석으로 구성된다. 탄산수가 산출되는 반상화강암은 조립내지는 중립질이며, 주구성광물은 석영, 사장석, 미사장석, 흑운모이며, 녹니석, 백운모, 방해석, 불투명광물,

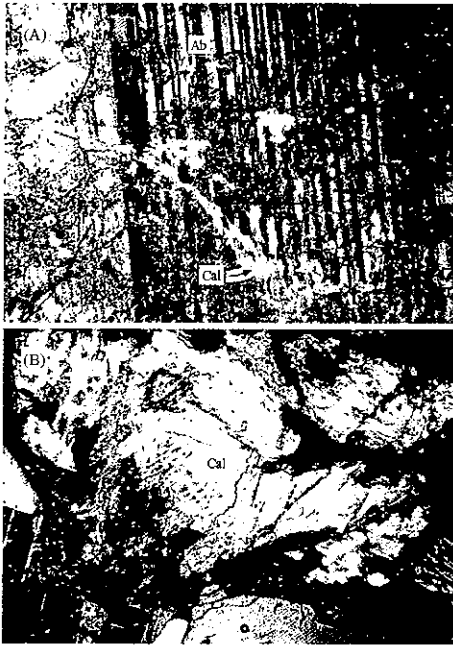


Fig. 2. Photomicrographs of granite samples collected from the study area. A: Calcite precipitates(Cal) in a plagioclase crystal(Ab), B: Calcite aggregates in granite.

저어콘등이 부구성광물로 이루어져 있다. 사장석의 화학성분은  $Ab_{97-68}An_{31-1}Or_{3-1}$  특성을 보인다. 화강암에 대한 편광현미경 관찰결과를 보면 사장석이 부분적으로 방해석으로 교대되어 있고, 방해석의 세맥이 발달되어 있고, 방해석이 공동을 충전하고 있음을 보인다(Fig. 2). 탄산염광물에 대한 화학분석결과 철, 망간을 소량으로 함유하는 전형적인 방해석 성분에 속한다. 특히, 탄산수가 산출되는 반상화강암의 시추코아를 보면 49-53 m 구간에서 파쇄대가 발달되어 있고, 파쇄대 구간에는 다량의 방해석 맥이 발달되어 있다(농어촌진흥공사, 1998).

### 2.3. 명암지역

명암약수터 일대의 지질은 Fig. 1C에서 보는바와 같이 지질도상 동측에 북동 주향으로 분포하는 캄브리아기 변성암류(백봉리층군)와 서측에 이를 관입한 쥬라기 화강암류(청주화강암)로 구성된다(이종혁 등, 1980). 그리고 많은 백악기 암맥과 석영반암이 청주화강암을 관입하고 있다. 변성암류는 국부적으로 층간에 석회질암이 협재된 사질천매암으로 주로 구성된다. 사질천매암의 주 구성광물은 석영, 흑운모이며 부구성광물은 백운모, 저어콘, 인회석, 불투명광물과 소량의 사장석으로

구성된다. 쥬라기 화강암류는 흑운모화강암으로 석영(30.3%), 사장석(21.7%), 정장석(31.5%), 흑운모(13.2%)이 주구성광물로 녹니석, 견운모, 불투명광물 등이 부구성광물로 이루어져 있다. 사장석은 다른 지역의 사장석 보다 Ca성분을 많이 함유하여 라브라도라이트(labradorite) 내지는 안데신(andesine) 영역에 속하는  $Ab_{54-40}An_{60-46}$ 의 성분 특성을 보인다.

### 2.4. 부강지역

부강약수터 일대의 지질은 Fig. 1D에서 보는 바와 같이 남서측에 시대미상의 변성암류와 본 지질도 대부분을 차지하고 있는 쥬라기 화강암류로 구성된다(권영일과 진명식, 1974). 쥬라기 화강암류내에 포획암체처럼 분포하고 있는 변성암류는 흑운모편암으로서 열리방향이 쥬라기화강암체 관입으로 인해 다양한 열리방향과 경사를 가진다. 주 구성광물은 석영, 흑운모이며 부구성광물은 백운모, 사장석, 변성광물인 cordierite, diopside, grossularite 등이 있다. 이 흑운모편암을 관입한 쥬라기화강암은 반상화강암과 흑운모화강암으로 구성되는데 이들간의 관계는 서로 접이적이다. 그 중 이 일대 대부분을 차지하는 반상화강암의 주구성광물은 석영(30.3%), 정장석(32.8%), 사장석(23.1%), 흑운모(5.5%), 백운모(2.3%)이며, 부구성광물로 녹니석과 소량의 저어콘 등으로 구성된다. 사장석은  $Ab_{85-78}An_{22-15}$ 의 조성으로 올리고클래스(oligoclase) 특성을 갖는다.

### 2.5. 대평지역

대평약수터 일대의 지질은 선캠브리아기 변성암류와 이를 관입한 시대미상의 반상편마상화강암과 다시 이를 관입한 중생대화강암류로 구성된다(Fig. 1E)(박희인 등, 1977). 선캠브리아기 변성암류는 흑운모편마암 및 흑운모편암으로 구성되는데 국부적으로 석회질암을 협재하고 있다. 약수터 인근에 분포하는 흑운모편마암의 주구성광물은 석영, 사장석, 흑운모이며 부구성광물은 백운모, 규선석, 인회석, 전기석, 저어콘, 루틸과 자철석등을 수반한다. 선캠브리아기 변성암류를 관입한 화강암류는 시대미상의 반상편마상화강암과 다시 이를 관입한 흑운모화강암 및 복운모화강암으로 구성된다. 이들 화강암류간의 관계는 서로 접이적이다. 그 중 약수터 인근에 분포하는 흑운모화강암의 주구성광물은 석영(29.2%), 정장석(31.6%), 사장석(22.5%), 흑운모(7.3%)이고 부구성광물로 백운모, 녹니석, 불투명광물 등을 수반한

다. 사장석은  $Ab_{59}An_{41}$  조성을 가지며 안데신에 해당된다.

### 3. 탄산수의 산출특성

충청지역에서 확인된 탄산수의 산출지는 중생대 화강암을 모암으로 하거나 이와 접하고 있다. 탄산수의 산출양상을 지질구조의 측면에서 보면 크게 두가지 형태로 분류된다. 첫 번째 형태는 선캠브리아기 편마암류와 이를 관입한 화강암과의 지질경계부 또는 단층대를 따라서 산출되는 탄산수로 충남 연기군 금남면 대평탄산수, 충북 청원군 부용면의 부강탄산수 그리고 충북 충주시 앙성면 능암리의 앙성탄산수가 여기에 해당된다(Fig. 1A, D and E). 지질경계부와 단층대는 지하심부의 가스성분이 지표부근으로 상승하기에 좋은 연결통로가 될 수 있을 것이다. 대평탄산수는 60~150 m 심도의 시추공으로부터 산출되며, 부강탄산수는 계곡 하상에서 간헐적으로 솟아나는 용천수로, 화강암과 편마암 접촉부에 염기성 암맥이 관입된 지점에서 솟아나고 있다. 앙성탄산수는 500 m 이상 심도의 시추공으로부터 산출된다.

두 번째 형태는 중생대 화강암내 암맥과 관련된 탄산수로 충북 청원군 북일면의 초정탄산수와 충북 충주시 명암동의 명암약수가 여기에 속한다(Fig. 1B and C). 명암탄산수는 캠브리아기 변성암류를 관입한 주라기 화강암체내에서 산출되며 계곡 하상에서 간헐적으로 솟아나는 용천수이다. 초정탄산수는 옥천계 변성암류를 관입한 주라기 화강암내에서 50~300 m 심도의 시추공으로부터 산출되며, 농어촌진흥공사(1998)에 따르면 탄산수가 산출되는 화강암내에는 많은 산성 암맥군이 발달되어 있어, 암맥군이 지하심부의  $CO_2$  가스를 지표로 상승하는 통로의 역할을 한 것으로 보인다. 지하심부의  $CO_2$  가스 공급원에 대한 탄소동위원소등의 증거는 논문 후반부에 다시 설명될 것이다.

이상에서와 같이 연구지역의 탄산수의 산출은 중생대 화강암을 모암으로 하거나 화강암-편마암 지질경계부에 국한된다. 이는 탄산수의 생성이 중생대 화강암과 관련되어 있음을 추정하게 한다. 아울러 국내에서 산출되는 대부분의 탄산수가 중생대 화강암과 밀접하게 관련되어 있으므로 중생대 화강암과 관련성에 대해서 연구할 필요가 있을 것으로 생각된다. 아울러 탄산수의 산출과 지질구조와의 관련성에 대해서도 체계적인 연구가 필요할 것이다.

## 4. 시료채취 및 분석방법

### 4.1. 시료채취 및 현장측정

본 연구를 위한 물시료는 탄산수( $CO_2$ -rich water), 일반지하수(groundwater), 지표수(surface water)로 구분하여 1999년부터 2000년 사이에 채취되었다. 대평약수터에서 탄산수 4점(DM1, DM2, DM3, DM4), 부강약수터에서 탄산수 1점(BM)과 인근의 지표수 2점(BS1, BS2), 명암약수터에서 탄산수 1점(MM)과 인근의 일반지하수 1점(MG) 및 지표수 2점(MS1, MS2), 초정약수터에서 탄산수 9점(CM1, ... CM9)과 인근의 일반지하수 3점(CG1, CG2, CG3) 및 지표수 2점(CS1, CS2), 앙성온천지역에서 온천탄산수 5점(AH1... AH5)과 일반지하수 1점(AG) 및 지표수 1점(AS)을 채취하였다. 물시료 채취지점은 Fig. 1에 각 지역별로 표시되어 있다.

물시료는 양이온 및 미량원소 분석용 60 ml, 음이온 분석용 60 ml, 안정동위원소 분석용 60 ml로 각각 구별하여 채취되었다. 양이온용 시료는 농질을 가하여 pH 2 이하가 되도록 하여 중금속과 같은 미량원소 성분의 침전 또는 용기흡착의 영향을 방지하고자 하였다. 물시료 채취시 0.45  $\mu$ m의 여과지를 이용하여 이물질 등을 여과하였다. 채취된 시료는 이동식 냉장고에 보관하여 실험실로 운반되었다. 현장에서 물시료에 대한 pH와 Eh는 휴대용 Ion meter(Orion 290A)로, 전기전도도는 휴대용 Conductivity meter(Orion model 142)로 각각 측정하였다. 그리고  $HCO_3^-$  농도는 0.05N 혹은 0.5N 농도의 염산을 이용한 산중화적정법으로 현장에서 측정하였다.

### 4.2. 화학분석 및 동위원소분석

물 시료에 대한 화학성분은 원자흡광분광분석기(Unicam model 989 Flame AAS and Flameless AAS)를 이용하여 K, Fe 원소를 분석하였고, 유도결합쌍 플라즈마 원자방출분광분석기(Shimadzu 모델 ICPS-1000 III, ICP-AES)와 유도결합쌍 플라즈마 질량분석기(Fison model PQ III, ICP-mass)로 Na, Ca, Mg, Sr, Si 등의 주요원소와 Li, Mn, Al, Ba, Pb, Cu, Cr, Co, Zn, As, Cs 등의 미량원소를 각각 분석하였다. 이상의 양이온 및 미량원소는 기초과학 지원연구소에서 실시되었다. 물 시료에서  $HCO_3^-$ 를 제외한 용존 음이온 성분인  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^-$ ,  $F^-$  등은 이온크로마토그래피(Dionex 4500 i)로 분석하였다.

물시료에 대한 산소 및 수소동위원소 분석은 안정 동위원소 질량분석기(Model VG SIRA II)를 이용하였다. 안정동위원소 분석절차는 Coleman *et al.*(1982)과 Kendall and Coplen(1985)의 방법이 적용되었다. 분석의 정밀도는 산소동위원소  $\pm 0.1\%$ , 수소동위원소는 약  $\pm 0.5\%$ 이다.

탄산수의 탄소동위원소 분석은 현장에서 물시료를 pH 11이상으로 알칼리화한 다음 BaCl<sub>2</sub> 용액을 이용하여 탄산성분을 BaCO<sub>3</sub>으로 침전시켰다. 침전물은 실험실에서 자연 건조시킨 다음 약 104% H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>와 90°C에서 하룻밤 동안 반응시켜 발생하는 CO<sub>2</sub>가스를 포집하여  $\delta^{13}\text{C}$  동위원소를 분석하였다. 분석방법은

Swart *et al.*(1991)의 방법이 적용되었다. 분석기기는 기초과학지원연구소의 VG Isotech(PRISM II model) 동위원소 질량분석기를 이용하였다. 분석의 정밀도는 탄소와 산소 모두  $\pm 0.1\%$  이내이다.

## 5. 지화학적 수질특성

탄산수, 일반지하수, 지표수에 대한 pH, Eh, 전기전도도, 용존 양이온과 음이온 성분, 그리고 미량원소 등과 같은 지화학적 수질특성에 대한 분석결과는 Table 1에 요약되어 있다. 화학분석자료의 정확성을 검토하기 위해서 분석된 총양이온과 총음이온의 당량으로 환산

**Table 1.** Chemical composition of CO<sub>2</sub>-rich water, groundwater and surface water samples collected in the Chungchung area.

Sample No.	BM <sup>1)</sup>	BS1 <sup>3)</sup>	BS2 <sup>3)</sup>	MM <sup>1)</sup>	MG <sup>2)</sup>	MS1 <sup>3)</sup>	MS2 <sup>3)</sup>	CM1 <sup>1)</sup>	CM2 <sup>1)</sup>	CM3 <sup>1)</sup>	CM4 <sup>1)</sup>
pH	5.99	8.1	7.71	5.94	6.54	7.5	7.08	5.31	5.84	5.5	5.37
Eh (mV)	25	91	131	53	58	169	188	63	75	72	66
EC ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	1674	377	388	436	86	103	172	491	1265	563	489
T (°C)	13.6	26.1	27.7	13.6	13.6	18.7	18.3	15.5	18.5	16.2	15
P <sub>CO2</sub> (atm)	0.959	0.001	0.003	0.234	0.01	0.001	0.004	0.929	0.986	0.647	0.789
											(unit : ppm)
Na	73.1	21.5	20.4	43.5	5.8	4.8	10.7	28.7	37	29.4	28.9
K	2.84	5.31	4.53	3.07	0.96	1.02	1.6	2.34	1.55	2.06	1.85
Ca	293	37.5	39.6	39.7	8.3	11.1	16.8	59.2	200	72.9	59.6
Mg	19.5	5	5.3	8.8	1.8	1.8	2.7	10.1	34.5	10.5	10.2
HCO <sub>3</sub>	1221	112	128	241	39	32	57.7	220	818	238	216
Cl	4.6	26.5	19.2	15	3.1	7.2	10.3	26.9	28.3	31.1	27.2
SO <sub>4</sub>	8.7	37.6	47.2	21.6	0.9	6.4	10.3	17.9	11.8	18.2	19.7
F	3.2	0.6	0.6	1.3	0.06	0.1	0.1	0.3	1	0.4	0.4
NO <sub>3</sub>	<0.1	14.7	7.1	<0.1	7.4	6.2	5.4	10.7	5.2	38.8	12
Si	34.5	4.9	6.2	9.4	9.1	6.2	6.4	16.2	25.2	18.4	16.6
Sr	1.8	0.27	0.3	0.51	0.06	0.06	0.11	0.5	1.29	0.55	0.51
											(unit : ppb)
Fe	13242	3.8	23.9	2505	3.3	5.8	72	11.7	16.6	3.8	37.2
Al	97.8	62.3	17.9	58.7	12.7	11.5	6.2	36.5	106.7	36.5	34.1
Mn	1357	39.1	35.6	636	2.2	2.8	34.7	46.9	1014	30.1	79.5
Li	294.1	5.6	6.6	50.4	4.6	0.9	5.2	14.1	39.8	23.1	15.9
Ba	56.1	32	44.8	40.4	26.3	22.9	36.6	42.4	34.9	32.4	31.5
Pb	27.2	0.8	0.3	5.3	0.1	2.4	0.2	0.4	0.4	0.6	0.5
Cu	15.2	12.1	17	26.6	36.2	28.6	3.9	13.1	31.7	34.3	10.8
Cd	0.77	<0.2	<0.2	0.4	<0.2	<0.2	<0.2	0.42	1.2	<0.2	0.41
Cr	<0.2	1	0.5	2.2	0.5	0.3	0.2	3.2	1.7	4.4	2.2
Zn	95.4	6.4	3	17.4	0.8	2.6	3.2	26.1	72.3	73.6	35.6
As	<0.1	0.93	1.04	0.23	0.36	0.22	0.5	0.27	0.2	0.32	0.28
Ge	1.9	<0.1	<0.1	0.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1
Se	0.22	0.9	<0.2	0.35	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.7	0.37	0.32
U	3.3	5.2	1.8	0.4	0.1	<0.1	<0.1	6.1	26.1	23.8	6.7

<sup>1)</sup>CO<sub>2</sub>-rich water, <sup>2)</sup>Groundwater, <sup>3)</sup>Surface water

Table 1. Continued.

Sample No.	CM5 <sup>1)</sup>	CM6 <sup>1)</sup>	CM7 <sup>1)</sup>	CM8 <sup>1)</sup>	CM9 <sup>1)</sup>	CG1 <sup>2)</sup>	CG2 <sup>2)</sup>	CG3 <sup>2)</sup>	CSI <sup>3)</sup>	CS2 <sup>3)</sup>	DM1 <sup>1)</sup>
pH	5.44	5.63	5.79	5.63	5.36	6.12	6.42	6.35	7.08	7.51	5.03
Eh (mV)	71	72	69	56	70	63	65	70	200	86	76
EC ( $\mu$ S/cm)	556	390	671	663	354	97	317	394	153	915	138
T ( $^{\circ}$ C)	16.1	17.7	15	16.4	21.2	13.9	16.2	17.7	22.7	23.4	16.6
P <sub>CO2</sub> (atm)	0.748	0.327	0.477	0.677	0.538	0.025	0.03	0.064	0.004	0.011	0.269
											(unit : ppm)
Na	24.1	13.5	34	37.9	21.4	11	17.6	13.4	10.7	90.2	10
K	1.7	1.71	1.94	2.26	1.46	0.34	0.94	1.38	2.02	6.51	2.24
Na	74.2	47.6	87.9	81.2	39.6	6.3	34.8	47.2	13.9	81.2	9.8
Mg	11.4	11.6	14	15.2	6.9	1.4	5.9	11.5	2.7	13.9	3.1
HCO <sub>3</sub>	239	156	351	337	131	36.9	88.2	160	50.3	397	31.4
Cl	22.5	29.4	21.9	29.2	17.5	6.2	31.7	29.4	9.6	84.7	18.9
SO <sub>4</sub>	4.7	7.6	13.7	12.9	11.4	<0.1	14.9	7.7	8	21	0.6
F	0.09	0.2	0.4	0.2	0.3	0.07	0.4	0.2	0.3	0.6	0.1
NO <sub>3</sub>	57.1	10.8	23.5	10.1	24.4	10.7	18.3	10	5	1.3	18.5
Si	24.9	17.3	19.2	17	23.3	16.5	18.9	17.1	5.3	17	18.4
Sr	0.71	0.3	0.6	0.56	0.35	0.09	0.23	0.3	0.12	0.5	0.12
											(unit : ppb)
Fe	4.7	17.2	150	345	10.4	3.6	3.1	11	142	1	119
Al	28	5.9	52.9	36.5	45	9.5	7.3	2	34	18.5	45.1
Mn	55.3	23.3	1496	840	129.6	1.5	3	26	34.3	61.2	35.4
Ba	37.2	23.3	46.6	45.6	34.8	24.3	18.5	22.6	21.7	28.7	37.4
Pb	0.6	0.5	0.5	0.1	0.3	0.3	0.6	0.3	0.4	0.4	0.5
Cu	7.4	17	3.4	5.8	9.7	47.9	22.8	8.6	3.8	1.7	9.1
Cd	1.08	0.8	0.68	0.23	0.46	<0.2	<0.2	0.84	<0.2	<0.2	<0.2
Cr	1.5	1.2	0.8	8.5	0.2	0.5	0.7	0.6	0.2	0.7	2.7
Zn	31.2	33.2	609.7	20.5	49	17.9	91.9	24.3	2.2	3.7	46.4
As	0.19	0.66	0.28	0.09	0.15	0.19	0.16	0.68	1.47	1.09	0.11
Ge	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	0.24	<0.2	0.93	0.36	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.4	<0.2
U	16.8	24.8	5.3	3	5.6	<0.1	1.5	26.4	<0.1	21.2	<0.1

하여 전하균형을 계산하였다.

### 5.1. 현장측정자료

모든 물시료의 pH, Eh를 상관 관계도에 도시한 결과는 Fig. 3과 같다. 여기서 탄산수의 pH는 4.8~6.8 범위로 약산성의 범위를 보여주는데 이는 본 역에서 산출되는 일반지하수의 pH는 6.1~7.6 범위와 지표수의 pH 7.0~8.2 범위보다 낮은 값을 보인다. 그리고 지역별 탄산수사이에도 pH값이 어느 정도 차이를 보이는데 대평탄산수의 평균 pH 4.9, 초정탄산수의 평균 pH 5.5, 명암탄산수 pH 5.9, 부강탄산수의 pH 6.0, 양성탄산수의 평균 pH 6.6을 보인다.

탄산수의 Eh는 -29.7~+85.3 mV, 일반지하수는

58.2~115.7 mV, 지표수는 86~200 mV범위를 보이며 Eh값 또한 탄산수 산출지역에 따라 약간의 차이를 보이는데 대체로 pH값이 높은 지역일수록 Eh값이 낮다. 이는 아마도 탄산수의 산출상태 즉, 탄산수의 생성 심도와 관련이 있는 것으로 보인다. 즉, 심부일수록 충분한 물-암석 상호반응에 의한 수소이온의 소모와 환원성 환경을 시사한다.

탄산수의 전기전도도는 산출지에 따라서 큰 차이를 보이는데 101-2,950  $\mu$ S/cm의 매우 넓은 범위를 갖는다. 산출지역별로 보면 양성탄산수가 가장 높아 1,256-2,950  $\mu$ S/cm 범위의 전기전도도값을 보인다. 그 다음으로 부강탄산수가 1,674  $\mu$ S/cm, 초정탄산수가 354-1,265  $\mu$ S/cm, 명암탄산수가 436  $\mu$ S/cm의 순이고, 대

Table 1. Continued.

Sample No.	DM2 <sup>1)</sup>	DM3 <sup>1)</sup>	DM4 <sup>1)</sup>	ASG <sup>2)</sup>	AH1 <sup>1)</sup>	AH2 <sup>1)</sup>	AH3 <sup>1)</sup>	AH4 <sup>1)</sup>	AH5 <sup>1)</sup>	AS <sup>3)</sup>	JPM <sup>2)</sup>
pH	4.95	4.85	4.8	7.63	6.39	6.76	6.68	6.5	6.76	8.19	5.21
Eh (mV)	64	85	75	115	41	18	55	41	-29	90	210
EC ( $\mu$ S/cm)	146	128	101	334	1857	2820	2950	1856	2790	180.7	496
T ( $^{\circ}$ C)	14.2	15.2	14.5	22.8	25.9	27.5	25.4	24.3	30.7	21.2	12.4
P <sub>CO2</sub> (atm)	0.499	0.612	0.389	0.003	0.556	0.986	0.782	0.225		0.000	
	(unit : ppm)										
Na	11.2	10.3	9.6	24.5	111.7	283.3	280	124.2	305.9	4.45	22
K	2.57	2.31	1.39	2.5	2.28	10.64	20.3	4.35	11.32	1.67	4.5
Ca	11.1	10.3	5.1	32.8	310	480	330	330	517	28.6	45.9
Mg	2.9	2.6	1.6	10.1	22.6	41.6	38.9	36.6	45.6	5.37	11.9
HCO <sub>3</sub>	50.0	49.1	27.2	153	1214	2147	2024	1549	2358	36.7	21.2
Cl	10.3	3.8	6	6.61	21.5	21.3	31.3	13.2	22.2	25	121
SO <sub>4</sub>	1.5	0.7	1.8	27.4	13.4	18.3	21.9	6.17	19.2	15.5	9.17
F	0.2	0.2	0.06	0.97	3.67	4.17	4.12	3.82	4.35	N.D	0.25
NO <sub>3</sub>	6.8	4.8	8.5	9.97	N.D	N.D	0.38	N.D	N.D	18.3	35.8
Si	23.5	20.2	13.6	10.7	46.2	44.4	45	38	43.8	2.25	20.9
Sr	0.12	0.1	0.05	0.63	1.53	2.4	1.81	2.31	2.5	0.09	0.39
	(unit : ppb)										
Fe	29.8	23.1	41.9	2.1	7145	2301	2290	9669	7022	17	<40
Al	47.8	70.6	48	3.6	109	87	83	152	139	12.5	190
Mn	35.1	31.1	22.9	<30	870	2550	1820	740	2730	20	158
Ba	17.6	24.1	28.9	7.76	26	107	17	246	670	14.1	140
Pb	0.2	0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<60	<0.1	<0.1	0.72	<60
Cu	8.4	4.3	27.1	8.14	0.16	0.18	<30	0.14	0.27	2.37	<30
Cd	<0.2	<0.2	<0.2	1.32	<0.1	<0.1	<5	<0.1	<0.1	<0.1	<5
Cr	2.4	5.5	1.7	0.67	5.89	12.1	21	7.43	14.8	1.23	<10
Zn	6	5.5	3.8	173	<0.1	<0.1	<20	<0.1	<0.1	2.7	19
As	0.12	0.12	0.14	0.3	0.17	0.12	<5	1.32	<0.1	1.23	<5
Cs	0.07	0.16	<0.02	0.21	4.58	23.7	-	1.05	25.1	<0.1	-
Ge	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.58	1.4	<50	0.67	1.59	<0.1	<50
Se	<0.2	<0.2	<0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<10	<0.1	<0.1	<0.1	<10
U	0.2	0.6	0.3	2.33	0.76	0.99	<333	0.96	1.11	0.18	<333

평탄산수는 가장 낮은 101-146  $\mu$ S/cm 범위를 보인다. 일반지하수의 경우에는 인근 탄산수보다 낮은 86-394  $\mu$ S/cm의 범위를 보인다.

명암, 부강, 초정, 대평 탄산수의 온도는 13.6-18.5 $^{\circ}$ C의 범위를 보인다. 그러나 500 m 내외의 심부에서 산출되는 양성지역 탄산수는 24.3-30.7 $^{\circ}$ C 범위의 온도로 다른 지역의 탄산수보다 온도가 높아 온천수로 이용되고 있다.

## 5.2. 화학성분

탄산수내 가장 풍부한 양이온 성분인 Ca<sup>2+</sup>은 5.1~517 mg/l 범위를 보여 산출지역에 따라 큰 함량차이를 보인다. 대평탄산수의 Ca<sup>2+</sup>함량은 평균 9.1 mg/l

로 가장 낮고, 명암탄산수는 39.7 mg/l, 초정탄산수는 평균 80.3 mg/l, 부강탄산수는 293.3 mg/l, 양성탄산수는 평균 393.4 mg/l로 높은 함량을 보인다. 대평탄산수를 제외한 탄산수는 국내 화강암질암내 심도 300 m 이내 지하수의 Ca<sup>2+</sup>함량 12.8 mg/l보다도 상당히 높은 함량을 가진다(이종운 등, 1997). Na<sup>+</sup> 함량도 9.6~305.9 mg/l 범위로 산출지에 따라 큰 함량차이를 보이는데, 대박탄산수에서 Na<sup>+</sup> 함량이 평균 10.3 mg/l로 가장 낮고, 초정탄산수 28.3 mg/l, 명암탄산수 43.5 mg/l, 부강탄산수 73.1 mg/l, 양성탄산수 평균 221 mg/l 순으로 높은 함량을 보인다. Mg<sup>2+</sup> 함량은 1.6~45.6 mg/l 농도 범위를 보이며, 대평탄산수, 명암탄산수, 초정탄산수, 부강 탄산수, 양성 탄산수의 순으로 높은 함



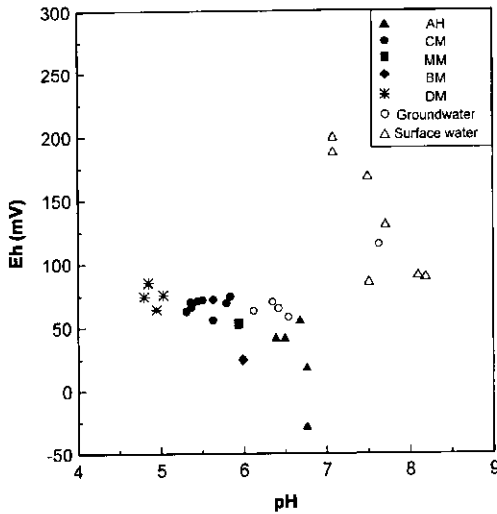


Fig. 3. Plots of pH and Eh values of CO<sub>2</sub>-rich water, groundwater and surface water. AH : Ansung CO<sub>2</sub>-rich water, CM : Chojeong CO<sub>2</sub>-rich water, MM: Myungam CO<sub>2</sub>-rich water, BM : Bukwang CO<sub>2</sub>-rich water, DM: Daepyung CO<sub>2</sub>-rich water.

량을 보인다. K<sup>+</sup> 함량은 1.39~20.3 mg/l 범위를 보이며, Si 농도는 9.4~46.2 mg/l 범위 값을 보인다.

탄산수의 수질화학적 특성중 가장 뚜렷한 특징으로는 다량의 탄산성분을 함유하는 것인데, CO<sub>2</sub>는 자연수에서 pH와 압력 조건에 따라 H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, 그리고 자유 CO<sub>2</sub>의 형태로 존재한다. 탄산수의 CO<sub>2</sub>의 농도를 pH, 중탄산이온 농도 등의 자료를 이용하여 WATEQ4F 프로그램(Ball and Nordstrom, 1992)으로 계산한 결과 탄산수의 P<sub>CO2</sub> 0.26~0.99 atm으로 지표수 및 일반지하수의 2.21×10<sup>-4</sup>~6.37×10<sup>-2</sup> atm보다 훨씬 높은 값을 보인다(Table 1). 탄산수내 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>의 농도는 27.2~2,358 mg/l 범위로 산출지역에 따라 상당히 큰 함량 차이를 보인다. 즉, 양성탄산수와 부강탄산수의 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 함량이 1,200 mg/l 이상으로 상당히 높고, 초정탄산수 평균 300.8 mg/l, 명암탄산수 241.6 mg/l, 대평탄산수 평균 39.4 mg/l 순서를 보인다. 이와 같이 산출지역별 중탄산 이온함량의 차이는 공급되는 CO<sub>2</sub>의 양에 따라서 결정된 것으로 보인다.

탄산수내 다른 음이온으로 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 함량은 0.6~21.9 mg/l 농도 범위를, Cl<sup>-</sup>은 3.8~31.3 mg/l 농도 범위를 각각 보인다. 탄산수의 F<sup>-</sup> 함량은 양성온천탄산수와 부강탄산수를 제외하고 먹는물 기준 1.5 mg/l 이하로 낮은 함량을 보인다. 그리고 오염의 지시자인 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>의 함량은 대부분의 탄산수에서 10 mg/l 이하로 낮은 함

량을 보여준다. 그러나 일부 초정지역 탄산수(CM5)에서는 NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 함량은 최고 57.1 mg/l로 음용수 수질기준 45 mg/l를 초과한다. 이는 초정지역 탄산수가 주변 상가나 숙박시설로부터 유입되는 오염 물질에 어느 정도 노출되어 있음을 의미한다.

탄산수의 미량원소 특성을 보면, Fe는 3.8 μg/l~13.2 mg/l 범위를 보여 약수산출지에 따라 함량의 차이가 상당히 크다. 즉, 부강탄산수는 13.2 mg/l, 양성탄산수는 평균 5.68 mg/l, 명암탄산수 2.5 mg/l, 초정탄산수 66 mg/l, 대평탄산수 54 μg/l 순으로 함량이 낮다. 부강탄산수와 양성탄산수는 Fe의 산화로 인해 약수터 주변에 붉은색의 철수산화물을 함유하는 침전물을 형성하고 있다. Mn도 0.74~950 μg/l 함량을 보여 약수산출지에 따라 함량의 차이가 크다. Mn도 지표환경에서 산화망간으로 철과 함께 침전되는 것으로 보인다. 기타 미량원소로 Sr이 0.05~2.50 mg/l, Ba이 17~670 μg/l 농도를 보여 높은 함량을 보인다. 독성이 강한 As는 <0.1~1.32 μg/l 농도범위를 보여 먹는물 기준치 50 μg/l 보다는 훨씬 낮은 값을 보인다. Zn은 <0.1~609 μg/l, Li는 1~294 μg/l, Al은 5.9~190 μg/l를 보여, 모두 먹는물 기준치보다 낮은 값을 보인다. Cr은 <0.2~21 μg/l 함량을 보인다. 그 외 중금속인 Pb, Cu, Co, Ti 등은 매우 낮은 미량의 농도를 보인다.

탄산수 인근의 일반지하수는 Ca<sup>2+</sup>가 6.3~47.2 mg/l, Na<sup>+</sup>가 5.8~24.5 mg/l, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>이 36.9~160 mg/l 농도로 각각 우세한 양이온 및 음이온이다. Mg<sup>2+</sup>와 K<sup>+</sup>은 각각 1.4~11.5 mg/l, 0.34~2.5 mg/l로 낮은 함량범위를 보인다. 다른 음이온으로는 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>이 0.9~27.4 mg/l 범위를, Cl<sup>-</sup>이 3.1~31.8 mg/l 범위를 보인다. 즉, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>과 Cl<sup>-</sup>은 탄산수와 비슷한 함량분포를, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>은 탄산수와는 아주 다른 함량분포를 보여 탄산수와 인근의 일반 지하수는 다른 지하수환경에서 산출됨을 알 수 있다. F<sup>-</sup>는 대부분이 1 mg/l 미만이며, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>는 대부분(MG 제외) 10 mg/l 이상으로 다소 높은 값을 보임으로써 오염물질의 유입이 어느 정도 진행됨을 알 수 있다. 그리고 미량원소중 Sr, Ba, Cu, Ni, Li이 수십 ppb까지 다소 높은 값을 보이나, 다른 미량원소는 10 ppb 이하로 극 미량이다.

약수터 인근 지표수의 Ca<sup>2+</sup>은 11.1~81.2 mg/l, Na<sup>+</sup>은 4.45~90.2 mg/l, Mg<sup>2+</sup>은 1.8~13.9 mg/l, K<sup>+</sup>은 1.02~6.51 mg/l 범위의 농도를 각각 보인다. Si는 2.25~17 mg/l의 농도 범위를 갖는다. 이는 탄산수보다는 낮은 용존 양이온 함량을, 일반지하수보다는 오히려

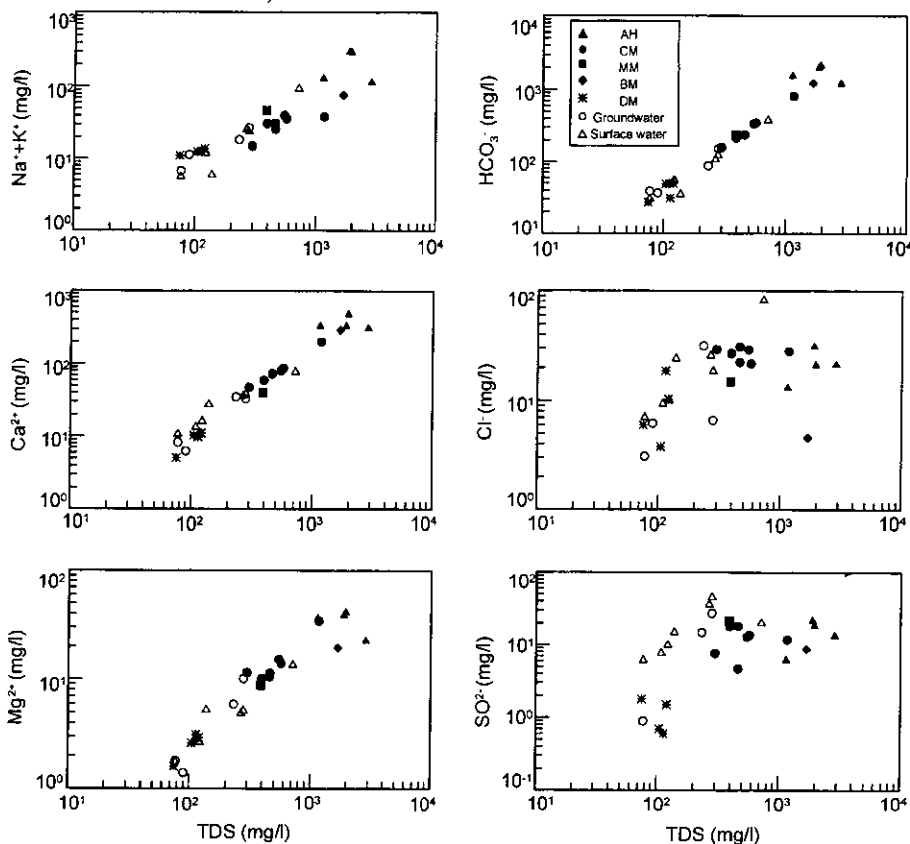


Fig. 4. Diagram showing the inter-relationship between TDS and concentrations of major ions of water samples.

높은 함량을 보인다. 지표수의 용존 음이온중  $\text{HCO}_3^-$ 은 32~397.6 mg/l,  $\text{SO}_4^{2-}$ 는 6.4~47.2 mg/l,  $\text{Cl}^-$ 은 7.2~84.7 mg/l,  $\text{F}^-$ 은 0.6 mg/l 이하를 보인다. 오염물질에서 기원되는  $\text{NO}_3^-$ 은 1.3~18.4 mg/l 범위를 보인다.

한편 탄산수, 일반지하수 및 지표수의 TDS와 주 용존 양이온과 음이온과의 관계를 도시한 결과(Fig. 4), 약수는 TDS 함량이 증가할수록  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$  함량이 뚜렷하게 증가하는 비례적 관계를 보이는 반면,  $\text{SO}_4^{2-}$  및  $\text{Cl}^-$  함량의 경우에는 TDS 함량과는 뚜렷한 상관관계를 보이지 않는다. 이는 지하수내  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$  성분은 물-암석 상호반응에 따른 지하수 진화과정에 의해 조절된 것을 의미한다.

5.3. 화학적 유형

탄산수, 일반지하수 및 지표수의 화학성분 자료를 파이퍼도(Piper, 1944)에 도시하였다(Fig. 5). 초정탄산수와 명암탄산수가 전형적인  $\text{Ca-HCO}_3$ 형으로 분류되고, 일부 양성탄산수와 부강탄산수는  $\text{Na}$ 성분이 다소 높은

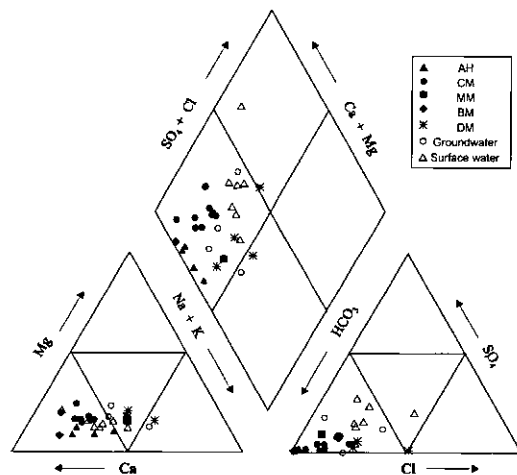


Fig. 5. Trilinear plot of the chemical composition of  $\text{CO}_2$ -rich water, groundwater and surface water collected in the study area.

$\text{Ca}(\text{Na})\text{-HCO}_3$ 형으로 분류된다. 대박탄산수의 경우에는  $\text{Ca-HCO}_3$ 유형과  $\text{Na-HCO}_3$ 유형의 영역에 걸친 화학적

유형을 보인다. 대부분의 일반지하수와 지표수도 Ca-HCO<sub>3</sub>형 영역에 분포하지만 탄산수보다는 Cl+SO<sub>4</sub>/HCO<sub>3</sub> 비율이 다소 높은 특징을 보인다. 양성탄산수는 심도가 약 500 m이상의 심부 지하수임에도 불구하고 타 용존이온보다 상대적으로 Ca<sup>2+</sup>와 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>의 함량이 상당히 높아 국내 화강암 및 편마암 지역 심부지하수의 일반적인 유형인 Na-HCO<sub>3</sub> 유형과는 일치하지 않는다(이중운 등, 1997). 이는 탄산수의 지화학적 진화 환경이 일반적인 화강암 대수층에서의 지하수 진화와는 다른 심부의 CO<sub>2</sub>의 공급과 대수층내 풍부한 탄산염광물 등에 영향을 받았음을 시사한다.

6. 탄산수의 생성

탄산수 생성에 대한 연구의 관심은 높은 CO<sub>2</sub>의 공급원과 탄산수의 화학적 특성을 결정한 물-광물 반응 관계 등을 규명하는데 있다. 이를 위하여 탄산수에 대한 산소, 수소, 탄소 동위원소를 분석하였고, WATEQ4F 프로그램을 이용하여 탄산수와 광물과의 평형관계를 계산하였다.

6.1. 산소 및 수소 동위원소

연구지역 탄산수의 δ<sup>18</sup>O 조성은 -10.4~-7.76‰ 범위

Table 2. Isotope composition of CO<sub>2</sub>-rich water and groundwater samples in the study area.

Sample No.	δ <sup>18</sup> O (‰, V-SMOW)	δD (‰, V-SMOW)	δ <sup>13</sup> C (‰, PDB)
AH1 <sup>1)</sup>	-10.4	-66.7	-3.1
AH2 <sup>1)</sup>	-9.6	-67.5	-4.7
AH3 <sup>1)</sup>	-10.1	-67.4	
AG <sup>2)</sup>	-9.5	-64.5	-13.1
AHCP <sup>3)</sup>			1.2
CM2 <sup>1)</sup>	-9.2	-55.8	
CM3 <sup>1)</sup>	-8.6	-59.8	-6
CM4 <sup>1)</sup>	-9.0	-61.2	-6
CM6 <sup>1)</sup>	-8.4	-62.4	-5.9
CM8 <sup>1)</sup>	-8.8	-61.6	
CM9 <sup>1)</sup>			-6.8
BM <sup>1)</sup>	-8.8	-61.9	-6.4
MM <sup>1)</sup>	-8.6	-62.5	-6.5
MG <sup>2)</sup>	-8.5	-58.4	
DM1 <sup>1)</sup>	-7.8	-57.5	-6.3
DM2 <sup>1)</sup>	-7.9	-52.5	-5.4
DM3 <sup>1)</sup>	-8.2	-51.4	-5.1

<sup>1)</sup>CO<sub>2</sub>-rich water, <sup>2)</sup>Groundwater, <sup>3)</sup>Solid precipitate from Ang-sung CO<sub>2</sub>-rich water

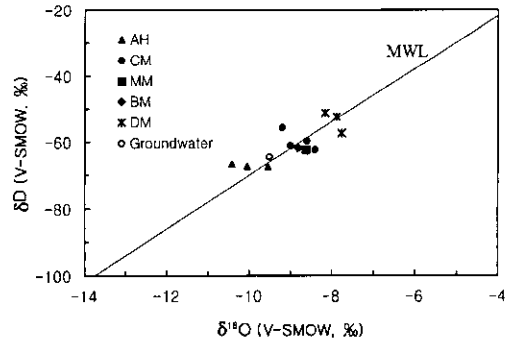
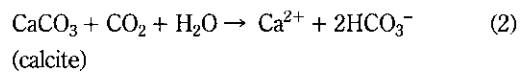


Fig. 6. δ<sup>13</sup>O versus δD diagram of CO<sub>2</sub>-rich water, groundwater and surface water from the Chungcheong area.

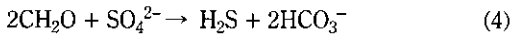
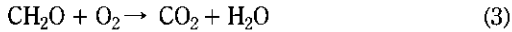
를 보이고, δD는 -67.5~-51.4‰의 범위를 보여준다 (Table 2). 동위원소 조성을 δD와 δ<sup>18</sup>O 상관관계에 도시하면 순환수선(meteoric water line)을 따라서 분포하므로 탄산수는 강수가 함양되어 진화된 것임을 지시한다(Fig. 6). 양성탄산수가 열수환경이나 지열지역에서 나타날 수 있는 뚜렷한 산소편이(oxygen shift)현상이 나타나지 않고 순환수선 상에 도시되므로 양성탄산수도 일반지하수와 유사한 물-암석반응을 통하여 진화되었음을 지시한다. Fig. 6에서 보여주는 바와 같이 산소 및 수소 동위원소비는 대평약수, 초정약수(부강약수, 명암약수), 양성온천약수 순으로 낮아지는 경향을 보인다. 이는 탄산수 산출지역별 동위원소의 위도효과와 지역별 함양된 강수의 고도효과 등이 복합적인 관여된 것으로 보인다.

6.2. 탄소동위원소

연구지역의 탄산수는 높은 탄산과 중탄산 이온 함량이 특징인데, 자연수내 이들의 생성은 일반적으로 대기중의 이산화탄소의 용해, 방해석의 용해반응 등을 통하여 이루어진다:



반응(1)과 (2)뿐만 아니라 토양층 및 대수층내 존재할 수 있는 유기물의 산화반응에 의해서 이산화탄소가 생성될 수 있고, 유기물의 황산염 환원반응에 의해서도 중탄산이온이 생성된다(Clark and Fritz, 1997):



자연수내  $\text{CO}_2$ 는  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$ ( $=\text{H}_2\text{CO}_3^0 + \text{CO}_2^0$ ) 형태로 존재하며(Appelo and Postma, 1993), 상기 반응에서 지하수내 탄산의 생성 메커니즘은  $\text{CO}_2$ 의 공급인데, 지하수내  $\text{CO}_2$ 의 공급원은 대기중의  $\text{CO}_2$ , 토양 유기물로부터의  $\text{CO}_2$ , 탄산염광물의 변성작용시 생성되는  $\text{CO}_2$ , 탄산염광물과 산성용액의 반응에 의해 생성되는  $\text{CO}_2$ , 그리고 맨틀, 마그마와 같은 심부기원의  $\text{CO}_2$  등이 있다(Irwin and Barnes, 1980). 대기의 평균 이산화탄소분압( $P_{\text{CO}_2}$ )은  $10^{-3.5}$  atm 정도이고, 토양내의  $P_{\text{CO}_2}$   $10^{-1.5} \sim 10^{-2.5}$  atm 범위가 일반적이다. 약수는 강수의 기원이므로 대기중의 이산화탄소와 평형상태에 있는 강수가 토양층을 통과하여 암반 대수층으로 유동된다. 일반적으로 지하 암반은 닫힌계(closed system) 환경이므로  $\text{CO}_2$ 는 광물의 용해반응에 참여하여 지속적으로 소모될 것이다. 따라서 오염된 박테리아 등 유기물이 대수층내 존재하지 않는다면 탄산수의  $P_{\text{CO}_2}$ 는 토양층의 이산화탄소 분압조건을 초과하지는 못할 것이다. 그러나 연구지역 탄산수의  $P_{\text{CO}_2}$ 는 0.26~0.99 atm 범위를 보여주므로 대기와 토양으로부터 공급되는  $\text{CO}_2$  만으로는 약수의 높은  $P_{\text{CO}_2}$ 를 설명하기에는 불충분하다.

그리고 산성용액과 탄산염광물의 반응에 의한  $\text{CO}_2$  공급 가능성은 산성용액을 공급할 수 있는 황화광물의 산화작용에 대한 증거가 연구지역에서는 뚜렷하지 않다. 만약 연구지역 주변에 광화대의 발달과 유화광물의 산화작용이 진행되었다면 탄산수나 일반지하수내  $\text{SO}_4^{2-}$  함량이 높아야 하는데, 탄산수내  $\text{SO}_4$ 의 함량이 최고 27 mg/l의 함량을 보여 이에 대한 가능성도 희박하다. 단순한 탄산염광물과 지하수의 반응이라도 1 atm 내외의 높은  $P_{\text{CO}_2}$ 와 pH 6.0 내외의 약산성으로 유지될 수가 없다. 그리고 연구지역에 탄산염 광물을 풍부히 함유하는 변성암이 존재하지 않으므로 변성작용에 의해 생성되는  $\text{CO}_2$ 의 공급 가능성도 희박하다. 따라서 약수내에  $\text{CO}_2$ 의 공급은 심부기원의  $\text{CO}_2$  공급 가능성을 고려할 수 있다.

자연수에 대한 탄소동위원소비는 탄소 기원에 대한 정보를 제공한다. Craig(1953)는 해양탄산염암의  $\delta^{13}\text{C}$  값이 약 0‰을, 유기물 기원의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 -12‰이하의 값을 가진다고 발표하였고, Bakalowicz(1979)는 토양내 유기물 기원의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 -22.0~-25.0‰범위를 가진다고 발표하였다. 또한 Moore *et al.*(1977)와

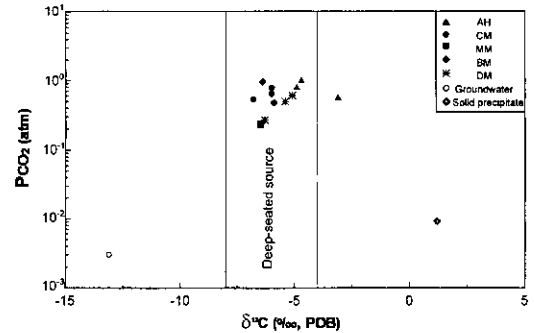


Fig. 7.  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $P_{\text{CO}_2}$  diagram of  $\text{CO}_2$ -rich water, groundwater and a solid carbonate precipitate in the study area.  $\delta^{13}\text{C}$  range of deep-seated  $\text{CO}_2$  source suggested by Blavoux *et al.*(1982).

Pineau *et al.*(1976)는 맨틀과 같은 심부기원의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 -4.7~-8‰범위를, Blavoux *et al.*(1982)은 -4.0~-8.0‰ 범위를 Cornides and Kecskes(1982)는  $-6.0 \pm 1.5\%$  범위를 가진다고 발표하였다. 그리고 Cornides and Cornides(1983)와 Cornides and Kecskes(1974)는 헝가리 지역 탄산수의  $\delta^{13}\text{C}$  값이 -7~-2‰ 범위를 보여 화산활동과 관련한 심부기원의  $\text{CO}_2$ 와 탄산염 광물의 용해시 생성된 탄소가 혼합된 것으로 해석하였다.

본 연구지역 탄산수에 대한 탄소동위원소 분석결과,  $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -6.8~-3.1‰(PDB) 범위를 보인다. 일반 지하수의  $\delta^{13}\text{C}$  값은 -13.1‰(PDB)로 측정되었다. 그리고 양성탄산수의 침전물에 대한  $\delta^{13}\text{C}$  값은 1.2‰(PDB)을 보인다. 탄소동위원소 분석값을  $\delta^{13}\text{C}$ 와  $P_{\text{CO}_2}$ 다이아그램에 도시하였다(Fig. 7). Fig. 7에서와 같이 1개의 시료를 제외한 모든 탄산수의  $\text{CO}_2$ 는 마그마나 맨틀과 같은 지하 심부기원 영역에 도시된다. 그리고 일반지하수의  $\text{CO}_2$ 는 유기물기원의 영역에 속하며, 이산화탄소의 탈기에 의해 양성탄산수로부터 침전된 탄산염침전물은 무기기원 영역에 속한다. 따라서 탄산수의  $\text{CO}_2$ 는 대기나 토양층에서 공급된 양보다는 심부에서 공급된 양이 훨씬 큰 것으로 보인다. 아울러 중탄산이온의 상당부분은  $\text{CO}_2$ 의 용해 뿐만 아니라 탄산염광물의 용해에 의해서 기원되었음을 시사한다. 이는 양성탄산수의  $\delta^{13}\text{C}$  값이 심부 기원 영역에서 무기물 기원 영역까지 걸쳐 있는 것으로부터 뒷받침된다. 심부기원의  $\text{CO}_2$ 는 편마암과 옥천누층군을 관입한 중생대 화강암과 밀접한 관계가 있을 것으로 보인다. 즉, 화강암의 심부에 존재하는  $\text{CO}_2$ 는 화강암과 편마암의 지질경계부, 단층대 그리고 암맥군

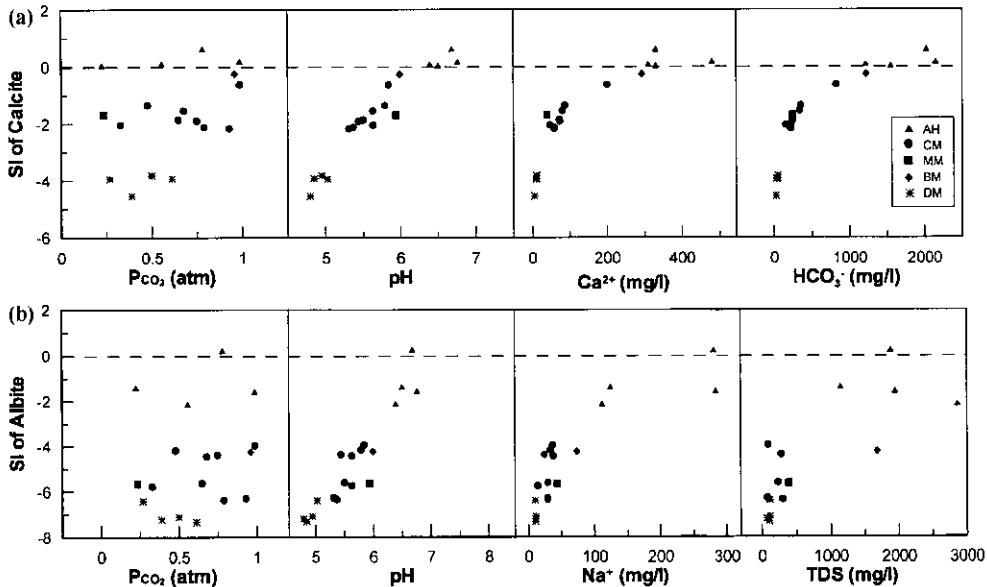


Fig. 8. Saturation index showing the equilibrium state between calcite and albite and chemical composition of water.

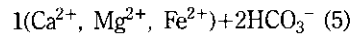
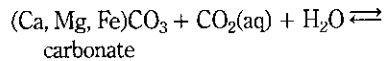
과 같이 지하 심부의 가스성분이 지표부까지 상승하기 좋은 지질구조적 환경을 따라 상승하여 순환하는 지하수로 유입되어 물-암석 반응을 촉진시킨 것으로 보인다. 지하 심부의 CO<sub>2</sub>의 공급은 궁극적으로 지질구조적으로 약대와 연관된 것으로 탄산수의 생성을 한반도의 지체구조적 특성과 연계한 거시적인 연구가 향후 이루어져야 할 것이다.

6.3. 물-광물 반응

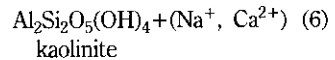
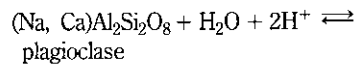
지하수의 화학조성은 토양-물, 암석-물 상호반응과 같은 자연적 요인 이외에도 인위적인 요인에 의한 영향을 받을 수 있다. 탄산수가 산출되는 약수터 집수구역내 상가 및 숙박시설로부터 유입되는 것으로 보이는 NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 성분이 초정약수터에서 약간 높은 함량을 보이지만, 그 외 특별한 오염원이나 오염성분이 검출되지 않으므로 전반적인 탄산수의 생성과정에 대한 해석은 물-광물 반응의 관점에서 해석하여야 할 것이다.

충청지역 탄산수는 산출지역에 따라 상당한 무기이온의 함량과 P<sub>CO2</sub>차이를 보인다. CO<sub>2</sub>는 암석의 풍화반응을 촉진시키는 촉매제의 역할을 하므로 심부에서 공급되는 CO<sub>2</sub>의 양과 탄산수의 무기이온 함량과는 밀접한 관계가 있을 것이다.

탄산수의 Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 성분은 화강암내 방해석맥, 화강암 및 편마암내 함유된 탄산염광물의 용해에 의해서 공급되었을 것이다.



뿐만 아니라 앞에서 설명한 바와 같이 화강암 내에 사장석이 화학성분상 Ca가 풍부한 영역을 보이므로 Ca-사장석이 탄산수내 Ca<sup>2+</sup>을 공급하는 주요광물로 작용하였을 것이다. 사장석은 탄산수내 Ca<sup>2+</sup> 뿐만아니라 Na<sup>+</sup> 성분을 공급하는 주요 공급원의 역할을 하였을 것이다. 즉, 화강암 및 편마암내 사장석의 불합치용해 (incongruent dissolution)반응이 탄산수내 Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>을 공급하는 주요 공급원이 되었을 것이다 :



Ca<sup>2+</sup>와 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>의 주요 공급원인 방해석과 탄산수와 의 열역학적 평형관계를 pH, P<sub>CO2</sub>, Ca<sup>2+</sup>와 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>농도의 변수로 알아보았다. 탄산수의 pH, Ca<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>의 농도는 방해석의 포화지수와 비례적인 관계를 보이는 반면, 탄산수의 P<sub>CO2</sub>와 방해석의 포화지수와는 특별한 관계를 보이지 않는다. Fig. 8a에서 양성 탄산수와 부강탄산수가 방해석과의 평형관계를 보이며, 다른 탄산수는 방해석에 대해서 용해성 환경을 보인다. Na<sup>+</sup>의 주요 공급원인 엘바이트(albite)와 탄산수

와의 열역학적 평형관계를 pH,  $P_{CO_2}$ ,  $Na^+$ , TDS의 농도에 따른 관계를 알아보았다. 양성지역 탄산수 1점을 제외한 모든 탄산수는 엘바이트에 대해서 용해성환경에 있다(Fig. 8b). 그리고 pH,  $Na^+$ , TDS는 엘바이트의 포화지수와 비례적인 관계를 보이지만,  $P_{CO_2}$ 는 엘바이트의 포화지수와 뚜렷한 관계를 보이지 않는다.

## 7. 결 론

충청지역의 5개 지역(양성, 초정, 명암, 부강, 대평)에서 탄산수가 산출되는데 그들의 생성 및 진화가 중생대 화강암과 밀접하게 관련되어 있는 것으로 보인다. 탄산수의 산출특성을 지질학적 측면에서 보면 화강암과 편마암의 경계부, 단층대, 암맥군등을 따라 산출되어 지질구조적으로 약대와 밀접한 관계를 보인다.

탄산수의 탄소동위원소를 분석한 결과  $\delta^{13}C$  값이 -6.8~3.1‰ 범위를 보이고, 값이 1atm에 가까운 높은 값을 보이므로 탄산수내  $H_2CO_3$ 는 심부의  $CO_2$ 가 주요 공급원이며,  $HCO_3^-$ 은 심부기원의 이산화탄소 뿐만 아니라 탄산염광물 등이 용해되어 공급된 것임을 지시한다. 아울러 산소 및 수소동위원소의 분석결과 탄산수가 모두 강수의 기원을 보이므로 지하심부의  $CO_2$ 가 지질구조적 약대를 따라 지표부근으로 상승하다가 순환하는 지하수에 용존되어 탄산수를 형성한 것으로 보인다.

탄산수의 지화학적 특성은 pH 4.8~6.8 범위이며, 이산화탄소의 분압은 0.26~0.99 atm으로 높은 값을 보이고, 화학조성은  $Ca-HCO_3$  형 또는  $Ca(Na)-HCO_3$  형을 보인다. 전기전도도는 101-2,950  $\mu S/cm$ 의 범위로 산출지역에 따라서 큰 차이를 보인다. 이와 같은 화학 조성의 차이는 산출지역별 탄산수에 공급된  $CO_2$ 의 양에 의해 결정되는 것으로 보인다. 탄산수의 화학성분을 결정한 주요 광물로는 방해석 암맥과 화강암 및 편마암내 탄산염광물과 사장석인 것으로 보인다. 포화지수 계산 결과 pH가 낮고  $CO_2$ 의 분압이 높기 때문에 양성탄산수를 제외한 대부분의 탄산수는 방해석 및 사장석에 대해서 용해성 환경에 있다.

탄산수의 산출과 중생대 화강암과의 관련 가능성에 대해서는 향후 보다 구체적인 연구가 있어야 할 것이다.

## 참고문헌

- 고용권, 김천수, 배대석, 김진영, 정형재 (1999b) 초정지역 탄산수의 지화학적 연구 I. 수리 화학. 지하수환경학회지, 6권 p. 159-170.
- 고용권, 김천수, 배대석, 최현수 (1999c) 초정지역 탄산수의 지화학적 연구 II. 동위원소. 지하수환경학회지, 6권 4호, p. 171-179.
- 고용권, 김천수, 배대석, 이동익 (2000) 문경지역 심부지하수의 수리화학 및 환경동위원소 연구. 자원환경지질학회지, 33권 6호, p. 469-489.
- 권영일, 진명식 (1974) 청주도폭 지질보고서(1:50,000). 국립지질광물연구소, 8p.
- 김건영, 고용권, 김천수, 배대석, 박맹언 (2001) 경상지역 신촌 탄산약수의 지화학 및 동위원소 특성. 자원환경지질학회지, 34권 1호, p. 71-88.
- 농어촌진흥공사 (1998) 초정·미원지구 환경영향조사 보고서. p. 453-558
- 박봉순, 여상철 (1971) 목계도폭 지질보고서(1:50,000). 국립지질조사소, 24p.
- 박희인, 이준동, 정지곤 (1977) 유성도폭 지질보고서(1:50,000). 자원개발연구소, 21p.
- 박희인, 최석영, 김덕래 (1985) 대화 및 돈산 중석-몰리브덴 광상에서 광석 및 광물의 공생관계. 광산지질학회지, 18권 p. 11-22.
- 이종운, 진효택, 전용원 (1997) 국내 화강암질암내 심부지하수의 지구화학적 특성. 지하수환 경학회지, 4권, p. 199-211.
- 이종혁, 김정환 (1971) 증평도폭 지질보고서(1:50,000). 국립지질조사소, 16p.
- 이종혁, 이민성, 박봉순 (1980) 미원도폭 지질보고서(1:50,000). 자원개발연구소, 29p.
- 정찬호, 정기영 (1999) 청송지역 달기 탄산약수의 지화학적 수질특성과 생성기원. 자원환경 지질학회지, 32권, p. 455-468.
- 정찬호, 이진국 (2000) 경상계 퇴적암에서 산출되는 탄산지하수의 지화학적 특성과 생성기원. 지질공학학회지, 10권, p. 51-62.
- 최현수, 고용권, 김천수, 배대석, 윤성택 (2000) 강원도지역 탄산수의 환경동위원소적 특성. 자원환경지질학회지, 33권, p. 491-504.
- Appelo, C.P.J. and Postma, D. (1993) Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema Publisher, p. 90-94.
- Bakalowicz, M. (1979) Contribution de geochimie des eaux a la connaissance de l'aquifere karstique et de la karstification. PhD thesis, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Ball, J.W. and Nordstrom, D.K. (1992) User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of minor, tracer and redox elements in natural waters. U.S., Geol. Surv., Open File Rep. 91-183, 189p.
- Barnes, I., Irwin, W.P. and White, D.E. (1978) Global distribution of carbon dioxide discharges and major zones of seismicity. Open-File Rept. Water Resources Investigations 78-39. Menlo Park, Calif., US Geol. Survey, p. 1-12
- Blavoux, B., Dazy, J. and Sarrot-Reynauld, J. (1982) Information about the origin of thermomineral waters and gas by means of environmental isotopes in eastern Azerbaijan, Iran and southeast France. J. Hydrol., v. 56, p. 23-28.
- Cero'n, J.C., Bosch, A.P. and Galdeano, C.S. (1998) Iso-
- 고용권, 윤성택, 김천수, 최현수, 김진영 (1999a) 중원지역 탄산수의 지화학적 진화, 자원환경지질학회지. 32권, p. 469-483.

- topic identification of CO<sub>2</sub> from a deep origin in thermomineral waters of southeastern Spain. *Chem. Geol.*, v. 149, p. 251-258.
- Clark, I. and Fritz, P. (1997) *Environmental isotopes in hydrology*. Lewis Publishers, 328p.
- Coleman, M.L., Shepherd, T.J., Druham, J.J., Rouse, J.E. and Moore, G.R. (1982) Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Anal. Chem.*, v. 54, p. 993-995.
- Cornides, I. and Cornides, M. (1983) Isotope geochemical study of the CO<sub>2</sub> occurrences in the Eastern Carpathians. *Földt. Közl.*, Budapest, p. 121-125.
- Cornides, I. and Kecskès, Á. (1974) A genetic investigation of the carbon dioxide occurrences in the Carpathian Basin. Part II. *Publ. Hung. Mining Res. Inst.*, Budapest, v. 17, p. 263-266.
- Cornides, I. and Kecskès, Á. (1982) Deep-seated carbon dioxide in Slovakia : the problem of its origin. *Geol. Zbornik. Geol. Carpathica*, v. 33, p. 183-190.
- Craig, H. (1953) The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 3, p. 53-92.
- Griesshaber, E., O'Nions, R.K. and Oxburgh, E.R. (1992) Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine Graben and Black Forest. *F.R.G. Chem. Geol.*, v. 99, p. 213-235.
- Irwin, W.P. and Barnes, I. (1980) Tectonic relations of carbon dioxide discharges and earthquakes. *J. Geophys. Res.*, v. 85, p. 3115-3121.
- Ishibashi, J., Sano, Y., Wakita, H., Gamo, T., Tsutsumi, M. and Sakai, H. (1995) Helium and carbon geochemistry of hydrothermal fluids from the Mid-Okinawa Trough Back Arc Basin, southwest of Japan. *Chem. Geol.*, v. 123, p. 1-15.
- Kendall, C. and Coplen, T.B. (1985) Multisample conversion of water to hydrogen by zinc for stable isotope determination. *Anal. Chem.*, v. 57, p. 1438-1440.
- Mayo, A.L. and Muller, A.B. (1997) Low temperature diagenetic-metamorphic and magmatic contributions of external CO<sub>2</sub> gas to shallow groundwater system. *J. of Hydrology*, v. 197, p. 286-304.
- Moore, J.G., Bachelder, J.N. and Cunningham, C.G. (1997) CO<sub>2</sub>-filled vesicles in mid-ocean basalt. *J. Volcanol. Geothermal Res.*, v. 2, p. 309-327.
- Pineau, P., Javoy, M. and Bottinga, Y. (1976) <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratios of rocks and inclusions in popping rocks of the Mid-Atlantic Ridge and their bearing on the problem of isotopic compositions of deep seated carbon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 29, p. 413-421.
- Piper, A.M. (1944) A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Transactions of American Geophysical Union*, v. 25, p. 914-923.
- Swart, P.K., Burns S.J. and Leder J.J. (1991) Fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon in carbon dioxide during the reaction of calcite with phosphoric acid as a function of temperature and technique. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, v. 86, p. 89-96.
- Yum, B.W. (1993) *Environmental hydrogeochemistry of the thermal waters in granites of the Pocheon, Gosung, Yesan, and Jungwon areas*. Unpub. Ph. D. Thesis, Seoul Nat'l Univ. 249p.
- Yun, S.T., Koh, Y.K., Choi, H.S., Yum, S.J. and So, C.S. (1998) Geochemistry of geothermal waters in Korea: environmental isotope and hydrochemical characteristics. II. Jungwon and Mynkyeong area. *Econ. Environ. Geol.*, v. 31, p. 201-213.