

울산 광산에 분포하는 탄산염암체의 성인에 관한 연구: 카보내타이트의 가능성

양경희 · 황진연 · 옥수석¹

부산대학교 지구환경시스템학부 지질환경과학전공
¹경성대학교 물리학과

The genesis of Ulsan carbonate rocks: a possibility of carbonatite?

Kyounghee Yang, Jin-Yeon Hwang and Sooseok Ock¹

Geological Environmental Science Major, Pusan National University, Pusan 609-735, Korea
¹Department of Physics, Kyungshung University, Pusan 608-736, Korea

요약: 경상분지 동남부에 위치하는 울산 철-사분암광산 지역에는 유일하게 국내에서는 초염기성암과 탄산염암체가 공간적으로 연관성을 가지고 소규모로 분포하고 있다. 야외지질조사, 광상시추코아자료, 안정동위원소 분석 등의 연구결과는 울산의 탄산염암체는 용융체에서 형성된 카보내타이트의 가능성이 큰 것으로 나타났으며, 산출상태는 관입암상의 특징임을 반영하고 있다. 이번 연구에 의한 이곳의 지질은 중생대 퇴적암과 화산암, 이를 관입하고 있는 화강암류, 화강암을 관입하고 있는 초염기성암, 이 초염기성암을 관입하고 있는 카보내타이트로 이루어진다. 탄산염암체는 지표 상에서는 초염기성암과 함께 동심원상의 타원형으로, 수직단면도에서는 깔때기형태로 산출되고 있다. 탄소, 산소 안정동위원소비는 전형적인 맨틀기원의 카보내타이트로서의 특징이라기보다는 특이한 이원성형태(bimodal pattern)를 나타내었으며, 이는 울산의 카보내타이트를 형성한 마그마가 맨틀에서 직접적으로 상승한 마그마라기보다는 지각 내에서 형성된 2차적 카보내타이트 마그마임을 지시하는 것으로 해석된다. 즉, 초염기성암 마그마가 상승하면서 지각 내에 있던 석회질암이 용융되어, 탄산염마그마를 형성하고, 심부의 파쇄대가 발달한 현재의 장소에 사문암체를 형성한 초염기성 마그마와 그 뒤를 이어 탄산염마그마가 관입한 것으로 여겨진다. 또한 울산 철-사분암광산 지역은 심부파쇄대가 발달된 곳이며, 탄산염암체내의 유체포유물의 유형, 안정동위원소의 패턴, 초염기성암과의 공간적 관계 등은 울산의 탄산염암체가 카보내타이트로 해석되는 것을 지지해주고 있다.

핵심어: 울산광산, 초염기성암, 탄산염암체, 카보내타이트, 깔때기형태

Abstract: A small volume of carbonate rocks and spatially-associated ultramafic rocks uniquely occur in the Ulsan iron-serpentine mine of the southeastern Kyongsang basin. The study of field geology, core drilling data and stable isotope analysis suggest that the carbonate rocks are carbonatite formed from the melt reflecting intrusive natures. Based on this study, the geology of the Ulsan iron-serpentinite mining area consists of Cretaceous sedimentary, volcanic, granitic ultramafic and carbonate rocks in ascending order. The carbonate and ultramafic rocks show concentric and ellipsoidal shapes at the outcrop and a funnel shape in the cross sectional view. Carbon and oxygen stable isotope analysis show a bimodal pattern rather than a typical mantle pattern, which may indicate that the melt was a secondary melt generated within the crust not in the mantle directly. The uprising of ultramafic melts would have melted lime-contained rocks forming a secondary carbonate melt in the upper crust. Then, the intrusion of the ultramafic melt was followed by the intrusion of the carbonate melt along deep-seated fractures. Well-developed major fractures in this area, fluid inclusion characteristics of the carbonate rocks, the spatial relation between the ultramafic and carbonate rocks and stable isotope data support interpreting the Ulsan carbonate rocks as carbonatite.

Key words: Ulsan Mine, Ultramafic Rocks, Carbonate Rocks, Carbonatite, Funnel-shaped

서론

경상분지 동남부에 위치하는 울산 철-사문암광상 지역은 탄산염암체와 함께 초염기성암이 열수변질을 받은 사문암체가 산출되고 있어 경상분지의 다른 곳의 지질에 비해 상당히 독특하다(Fig. 1). 경상분지에는 탄산염암체와 사문암체가 이 지역에만 소규모로 국한되어 산출되고 있으며(Choi, 1983; 김정진, 1987; 최수용, 1988), 이들 암체에 대한 나이와 탄산염암체의 성인에 대한 확고한 동의가 이루어지지 않고 있는 곳이기 때문이다. 이 사문암체의 성인에 관해 과거에는 마그네슘을 함유한 석회암이 열수에 의한 변질산물로 만들어진 것으로 추정하기도 하였으나(황진연, 1963), 야외 산상, 광물학적, 지화학적 연구결과 초염기성암이 열수변질에 의해 생성된 것으로 판명되었다(Choi, 1983; 최수용 외, 1990; 김규한 외, 1990). 한편, 탄산염암체의 성인에 대해서는 대부분 학자들이 고생대 석회암이라는

연구결과를 보고하고 있다(박기화와 박희인, 1980; Choi, 1983; 김규한 외, 1990).

전형적인 맨틀기원의 카보내타이트는 관입상의 탄산염암으로 알칼리 화성암 혹은 초염기성암과 함께 열곡대나 주요 단층대에서 산출되는 것이 일반적이다(Kamitani and Hirano, 1990; Evans, 1993). 그러나 알칼리암이나 초염기성암과는 관계없이 맥상, 파이프 상으로 산출되기도 한다(Kamitani and Hirano, 1990). 다른 암석과 비교할 때, 카보내타이트의 산출은 매우 작은 규모에 속하지만, 암석성인 및 경제적인 면에서 주목을 받고 있는 특별한 암석이다. 카보내타이트는 자철석, Nb, P, Zr, REE 등의 광상을 배태하고 있으며, 분출상의 카보내타이트도 있지만 대부분 아화산(subvolcanic) 환경에서 관입상으로 산출된다(Guilbert and Park, 1986; Hirano *et al.*, 1990a; Evans, 1993).

우리 나라에는 카보내타이트가 보고된 적이 없다는 것, 맨틀기원의 카보내타이트와 비교할 때 지화학적 증

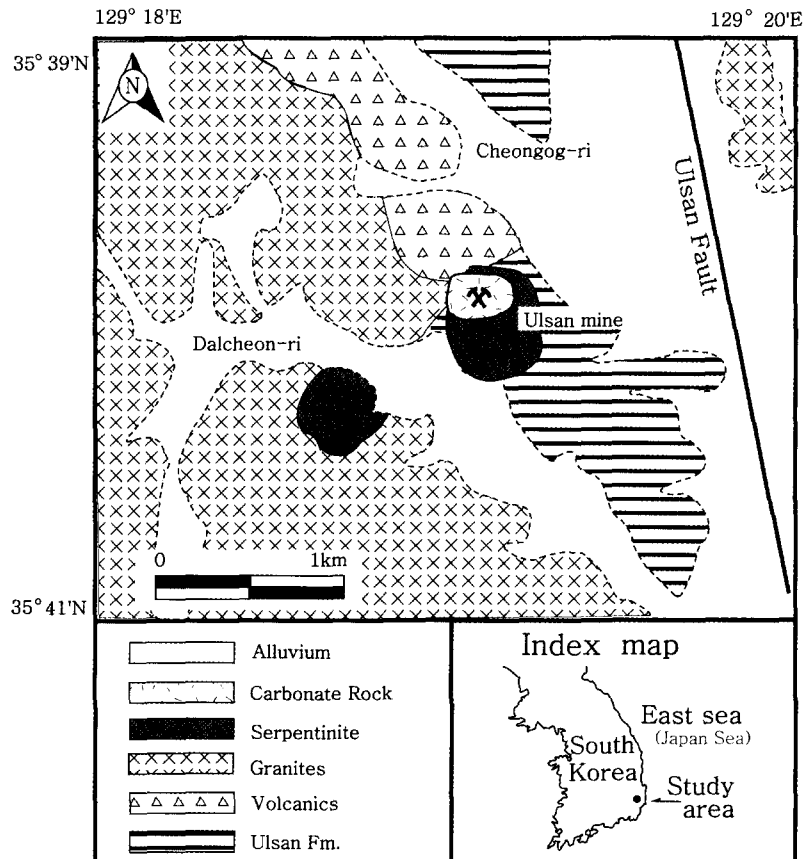


Fig. 1. Geologic map of the Ulsan mining area (after Choi, 1988).

거가 회의적이지 않다는 이유로 울산의 탄산염암체는 관입암체라는 제의에 매우 회의적이거나 부정적이었다. 그러나 이곳의 탄산염암체가 고생대 조선투층군의 석회암 일부로서 120 km 정도 석회암만 전이되어 노출되어 있다는 주장(김규한 외, 1990)은 경상분지 내에는 두꺼운 석회암층이 노두로서 보고되어진 바가 없으며, 주변의 지질구조로 볼 때 조구조적으로 무리가 있다. 한편 탄산염암체가 초염기성암에 의해 둘러싸여 공간적으로 연관성을 가지는 동심원상의 타원형을 이루고 있는 산출상태를 포함하는 여러 약의 증거들 역시 퇴적암기원이라고 설명하기에는 어려운 것 같아 울산광산의 탄산염암체의 성인에 대하여 재검토하게 되었다.

울산의 탄산염암체에 배대하는 자철석 혹은 회중석은 현재 더 이상 채광되지 않고 있으며, 사문암만이 채굴되고 있다. 이 논문에서 울산의 철-사문암 광상지역의 지질조사, 69개의 광상시추자료의 분석, 안정동위원소 분석을 통하여 철광상을 배대하고 있는 탄산염암체의 성인에 대한 새로운 해석을 하고자한다. 즉, 탄산염암체는 퇴적기원이라기보다는 마그마에서 형성된 카보네타이드의 가능성을 제시한다.

지 질

울산 철-사문암광상이 위치하고 있는 경상분지의 동남부는 지질학적으로 많은 연구가 수행되어진 곳이며, 백악기 말에서 제3기초의 지질로 구성되어 있다. 이 시기의 화성활동이 집중적으로 이루어진 곳으로 동원 마그마 기원이라고 여기는 화산암과 심성암이 널리 분포하고 있다(Jin *et al.*, 1981; Hong, 1987; Lee *et al.*, 1987). 울산 철-사문암 광상지역은 울산 콜드론의 북동측 환상암맥이 분포하는 파쇄대 지역에 속하며(차문성, 1985), 울산, 동래, 온산단층과 같은 주요 지구조선이 광산 주변에 발달하고 있다(Fig. 2). 울산광상의 서쪽에 산출되고 있는 치술령다이아트리프도 울산 콜드론의 환상암맥대에 위치하며(Fig. 2) 콜드론의 함몰에 의해 형성된 파쇄단층대에 형성된 것으로 여기고 있다(Park and Kim, 1985).

광산 부근의 지질은 백악기 퇴적암인 울산층, 이를 관입 내지 분출한 화산암류, 화강암류, 이를 다시 관입한 초염기성암, 초염기성암을 관입하고 있는 탄산염암체, 염기성맥으로 구성된다. 울산층은 적색 및 흑색의 이암과 사암으로 구성되며, 부분적으로 응회암질 사암과 역암이 협재되기도 하고 화강암질암과의 접촉부에는 호온펠스화되어 있다. 광산주변의 화산암은 화산각

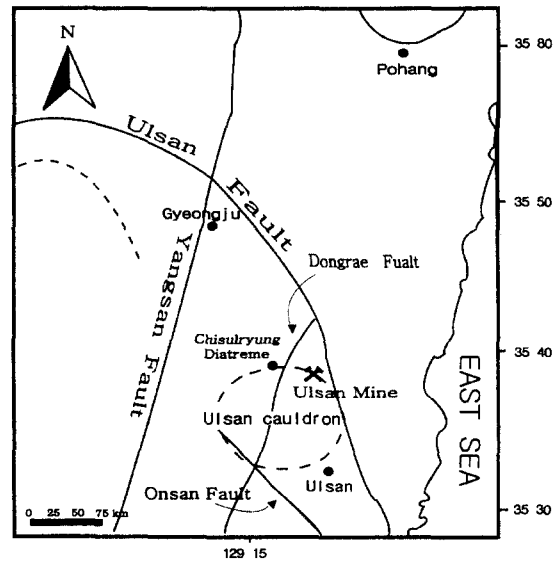


Fig. 2. Geologic structure map of the Ulsan mine area showing the Ulsan cauldron and the distribution of major faults (after Cha, 1985).

력암으로 화강암체, 울산층 사이에 호상으로 분포하며(Fig. 1), 호상 분포선은 울산 콜드론 중의 환상파쇄대의 구조선상에 해당된다(차문성, 1985). 광산주변에 분포하는 화강암류는 열수변질을 받았으며, 대체로 중립에서 세립질이고 담홍색을 띠며 미분상조적을 갖는 것이 특징이다.

사문암화된 초염기성암은 백악기 화성암과 퇴적암으로 둘러싸인 작은 섬 형태이며(Choi, 1983), 층적층에 의해 두 곳의 노출지역으로 분리되어 있다(Fig. 1). 서쪽지역의 노두에서는 초염기성암이 화강암을 관입하고 있는 것(Fig. 3A)이, 동쪽지역에서는 초염기성암이 퇴적암을 관입하고 있는 노두가 관찰된다(Fig. 3B). 초염기성암은 열수변질에 의해 상당 부분 사문암화되어 있지만, 본래의 조직은 여전히 보존되어 있으며, 중립질의 감람석, 휘석, 각섬석, 자철석, 녹니석 등을 지니고 있다(Choi, 1983; 최수용, 1988). 이 초염기성암은 광물조성과 화학조성에 의하면 뉴나이트-하르쯔버지이트에 속한다(Choi, 1983; 최수용, 1988). 층적층에 의해 분리된 두 사문암체는 야외산상이 서로 다르게 나타난다. 동쪽지역에서는 사문암체가 내부에 타원형상의 탄산염암체를 거의 포위하고 있으며(Fig. 1) 대부분 각력상과 세맥상으로 산출되고 있는 반면, 서쪽지역에서는 사문암체가 주로 괴상으로 산출되고 있다. 동쪽지역에서의 사문암체는 심한 파쇄현상을 보이며, 암체 내에

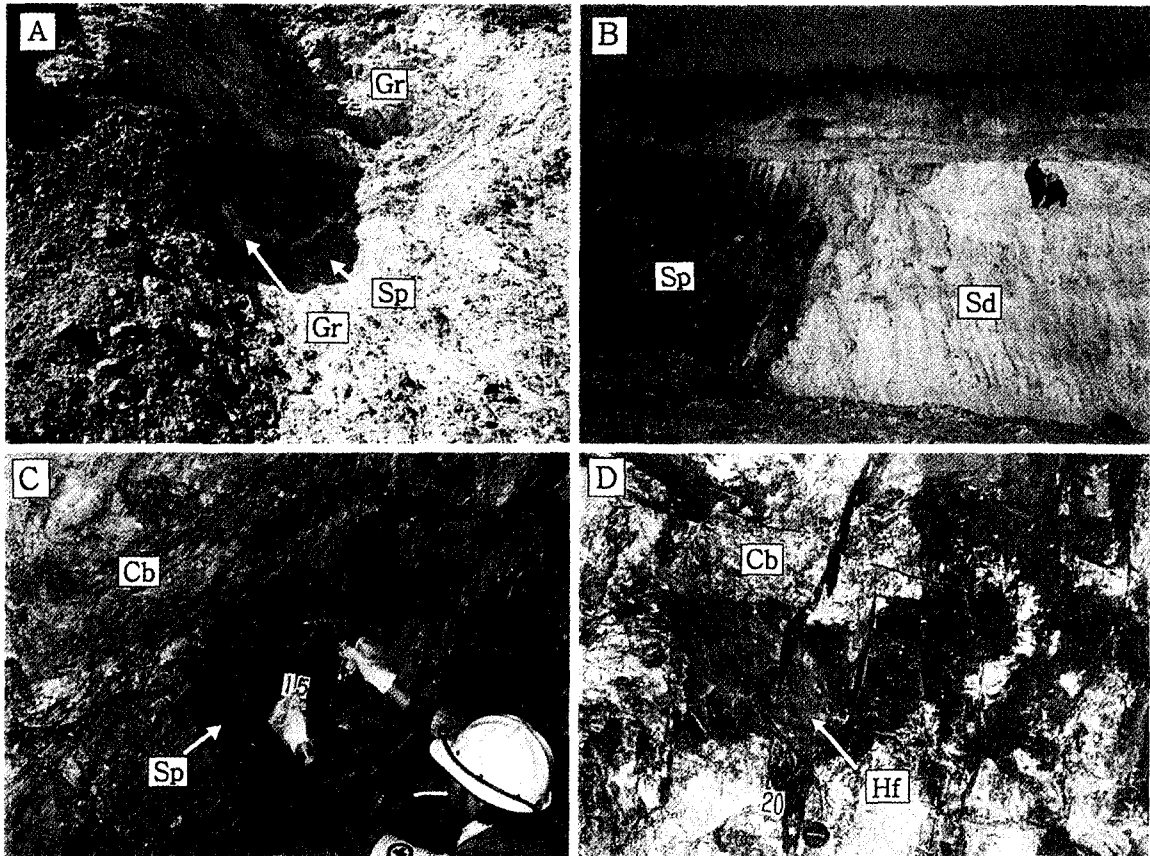


Fig. 3. Photographs showing contacts between serpentinite and granitic rocks (A) and between serpentinite and sedimentary rock (B) and also showing serpentinite and hornfels xenoliths (C and D) enclosed by the carbonate rocks. Sp=serpentinite, Gr=granitic rocks, Sd=sedimentary rocks, Cb=carbonate rocks, Hf=hornfels.

소단층과 절리들이 발달하고 이들 내의 각력들 사이에 방해석 물질들이 충전되어 수많은 세맥을 형성하는 것이 특징이다(Choi, 1983; 최수용, 1988). 이를 단층각력암대라고 해석하기도 한다(한국자원연구소, 1998). 서쪽지역에서의 사문암체와 화강암의 접촉부에는 대부분 알바이트와 네플린으로 이루어진 변질대를 형성하고 있다(최수용, 1988). Choi(1983)은 이를 알비타이트라고 명하고 초염기성암의 일부로 보고하고 있다.

탄산염암체는 울산 철광상의 모암으로서 사문암체와 접하고 있으며 북측과 서북측 일부에서 화산암류 및 화강암체와 접하고 있다. 그러나 화강암체와 탄산염암체가 직접 접하고 있는 노두는 지표 상에서 발견되지 않는다. 파이프상의 철광체는 화산암류와 탄산염암체가 접하는 쪽에 치우쳐 산출되고 있으며 그 외곽에 사문암체가 분포한다. 탄산염암체와 화산암류의 접촉부는 호온펠스화 되어 있고, 탄산염암체와 철광체와의 경

계는 거의 수직으로 접해 있다(Choi, 1983). 탄산염암체와 인접한 호온펠스화된 화산암류와 울산층의 접촉부에 접촉교대광물인 단사휘석, 석류석, 규회석, 투회석, 각섬석, 녹염석, 녹니석, 흑운모 등이 발달하고 있다(Choi, 1983; 최수용, 1988). 탄산염암체 내에 사문암체와 호온펠스의 포획 암편이 관찰된다(Fig. 3C와 3D). 탄산염암체는 결정질이며, 곳에 따라 국부적으로 회백색, 회색 및 청회색의 다양한 색깔을 띤다. 탄산염암체에 층리의 증거는 없으며(Choi, 1983), 대부분 우백색 내지 백색의 순수한 방해석으로 이루어져 있다. 철광체와 함께 산출되는 탄산염암체 중앙부의 방해석은 조립질(최대 직경 3-4 cm)인 반면, 주변의 접촉교대광물과 함께 산출되고 있는 방해석은 비교적 세립이다. 현제는 그 노두를 찾을 수 없으나 탄산염암체와 사문암체의 접촉부에도 철광체가 부존되어 있어 채굴된 바가 있다고 한다(박기화와 박희인, 1980). 철광체는 자철석

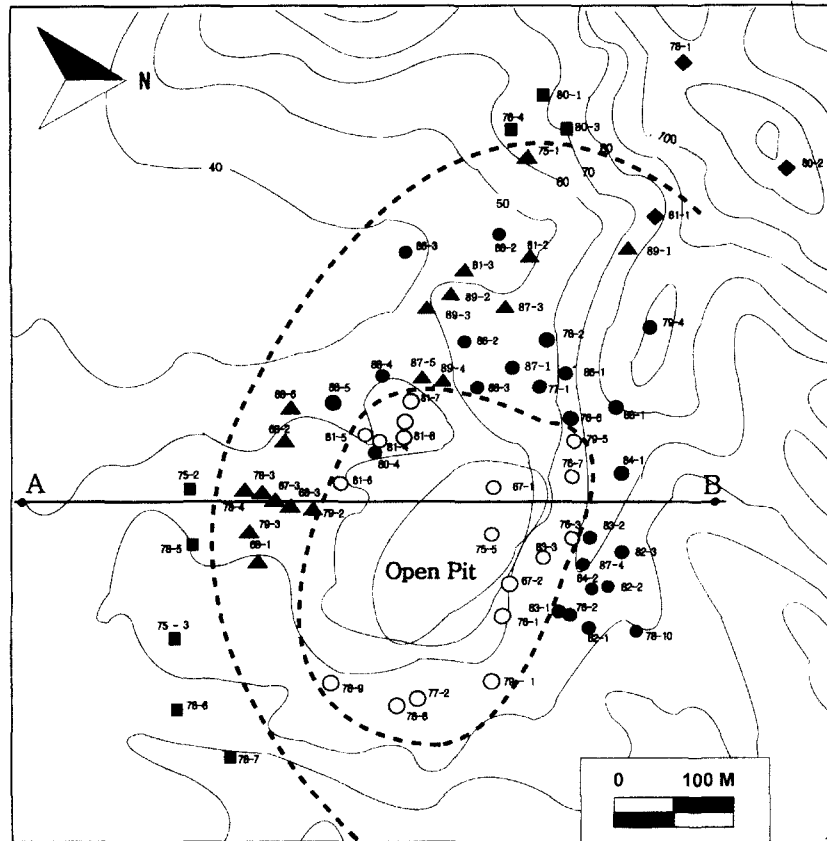


Fig. 4. Surface view of geologic map in the open pit area based on the core drilling data showing different lithological characters indicated by the dotted curves. The symbols show different occurrences of major rock types from drill cores: ■ = the presence of serpentinite and granitic rocks without carbonate rocks, ▲ = the presence of carbonate rocks in the upper part of cores and serpentinite and granitic rocks in the lower part, ◆ = the presence of carbonate rocks in the lower part, ● = the presence of carbonate rocks with volcanic rocks and various metasomatic minerals, and ○ = only carbonate rocks with iron ores. See text for detailed discussion.

을 주성분광물로 하고 부성분 광물로서 회중석과 유비철석 등을 산출했으며 1985년도의 생산량은 자철석 4,500 톤/월(Fe: 60%), 회중석 5 톤/월(WO₃: 70%)이고, 사분석은 10,000 톤/월이었다(김정진, 1987). 광체는 거의 수직의 파이프형이며, 알려진 파이프의 수직 길이는 300 m를 넘어서고 있다(Choi, 1983). 광체의 하한은 아직 불분명하지만 상당한 깊이까지 연장될 것으로 추정된다.

최후기의 수많은 염기성 암맥들이 이 지역에 분포하는 모든 암석들을 관입하고 있다. 특히 염기성암맥들이 사문암체와 탄산염암체를 관입하고 있으며, 특히 탄산염암체 내에는 주변의 암체에 비해 더욱 집중적으로 관입하고 있다(Choi, 1983; 최수용, 1988). 염기성암맥은 암흑색 내지 암록색을 띠며, 육안적으로 침상 내지

래스상의 사장석 반정이 관찰되기도 하며, 사장석, 녹니석 등이 현미경하에서 관찰된다.

시추자료에 의한 지하지질

대한광업진흥공사에서 1972-1990년 동안에 보고한 69개의 울산광산의 광상시추데이터(대한광업공사, 1972, 1977, 1979, 1982, 1984, 1985, 1987, 1988, 1989, 1990)를 검토하여 광상 주변의 지하지질을 검토하였다. 시추코아에서 회수된 암석분포를 중심으로 지하내부의 지질을 5개의 그룹으로 나누었으며, 그 분포상태를 Fig. 4에 나타내었다. 검토한 시추공의 깊이는 150 m에서 최고 650 m까지이다. 이 시추작업의 목적은 철광체를 찾기 위한 것으로 탄산염암체가 없는 곳에서는

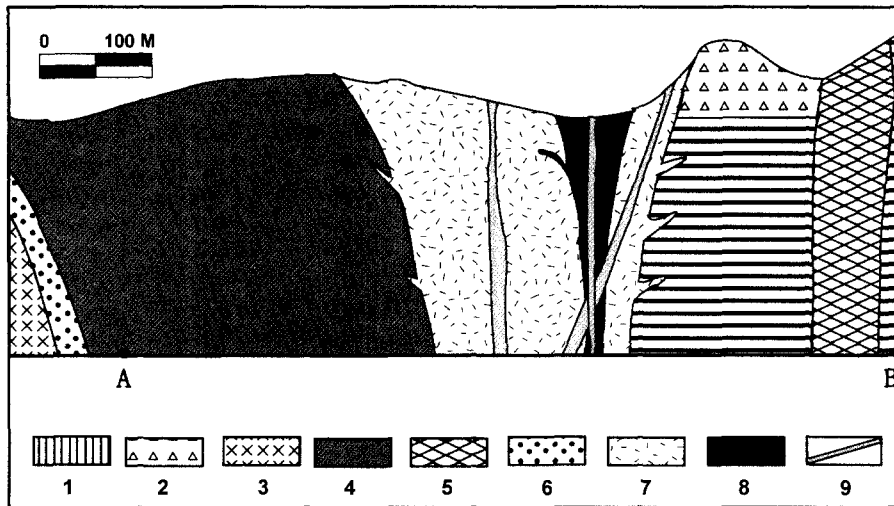


Fig. 5. Schematic cross-sectional view of A-B in Fig. 4. Note the inferred albititic alteration zone between serpentine and granitic rocks. 1=sedimentary rocks, 2=volcanic rocks, 3=granitic rock, 4=ultramafic rocks, 5= dacitic rocks, 6=albitite, 7=carbonatites, 8=iron ore, 9=basic dikes.

시추가 수행되지 않은 것으로 여겨진다.

시추공에서 탄산염암이 전혀 발견되지 않은 시추공은 8개로 광상의 남측과 서측에서 주로 나타난다(Fig. 4의 ■). 이들은 광상 채굴지의 최외곽지대에 위치하는 시추공들이며, 대부분 사문암과 화강암으로 이루어져 있다. 광상의 남측과 서측지역의 18개의 시추공에서는 상부에 탄산염암이 산출되고 하부에는 사문암, 화강암이 산출되며 지표의 탄산염암체 노출지의 외곽부를 둘러싸듯이 분포한다(Fig. 4의 ▲). 이들의 위치는 탄산염암이 발견되지 않은 시추공 위치보다 광상내부쪽에 위치하고 있다. Choi and Imai(1983)도 이러한 산출상태를 보고하고 있다. 한편 광상채굴지에서 북서쪽으로 400 m 정도 떨어진 곳의 3개 시추공에서는 탄산염암이 하부에 나타나고 상부에는 화산암 혹은 화강암 등이 산출되는 것이 관찰된다(Fig. 4의 ◆). 이는 주 탄산염암체가 가지모양으로 맥상 관입된 하나의 줄기로 여겨진다. 순수한 탄산염암이 다른 암석(화강암, 사문암, 호온펠스)들과 접촉 교호하여 나타나는 22개의 시추공으로 광상 채굴지의 바로 북쪽과 북서쪽에 호온펠스화된 화산암류와의 접촉부로 여겨지는 곳에 주로 분포한다(Fig. 4의 ●). 이 22개의 시추공에서는 탄산염암과 교호되는 화산암류와의 접촉부에서 형성된 교대광물로 휘석, 석류석, 규회석, 각섬석, 녹염석, 녹니석, 흑운모 등이 관찰된다. 자철광 노천 채굴지역을 등글게 둘러싸고 있는 18개의 시추공에서는 탄산염암체만을 포함하면서 위의 22개의 시추공 내부에 분포하고

있다(Fig. 4의 ○). 이들 시추공은 지표상의 탄산염암체의 분포지와 일치한다. 철광체가 발달한 곳일수록 최후기의 열기성 암맥이 집중적으로 관입하고 있는 것을 시추자료에서도 관찰할 수 있다.

철광상주변에서 실시한 시추자료 추상도와 탄산염암체와 광체의 관계를 나타낸 지하 지질도(Choi, 1983)를 참고로 하여 단면도를 그려보면 철광체는 파이프상으로 산출되고, 탄산염암체는 다시 사문암체와 거의 수직으로 접하며 갈매기상 내지 나팔꽃상으로 사문암체의 동쪽지역에 치우쳐 산출된다(Fig. 5). 여기에서 실시한 최대 시추깊이인 650 m(시추공 83-1, 대한광업진흥공사, 1984)까지도 탄산염암체가 산출되는 것으로 보아 그 하부에도 연장되는 것으로 여겨진다. 위에서 관찰된 지표지질과 지하지질에서 탄산염암체가 퇴적암층으로서의 산상이라기보다는 분명히 관입상임을 의미하고 있다.

안정동위원소

탄산염암의 기원에 대한 실마리를 얻기 위해 울산광상의 탄산염암(12개의 시료)에 대한 산소, 탄소에 대한 안정동위원소비 분석을 하였다. 시료는 시추코어에서 채취한 세립 내지 중립의 방해석과 자철석과 함께 산출되고 있는 조립의 방해석을 이용하였다. 분석은 대전의 기초과학연구원연구소에서 이루어졌으며, 그 정밀도는 $\pm 0.2\%$ 이다(Table 1). Table 1에서 보여주듯이 분

Table 1. Oxygen and carbon isotope data in calcite from the Ulsan carbonate rocks.

Sample	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	Sample description
UC1	3.4	-12.6	17.9	white, fine-grained (core sample)
UC2	2.8	-13.4	17.0	greenish, fine-grained
UC3	4.0	-12.8	17.4	greenish, fine-grained
UC4	2.4	-13.1	17.4	greenish, fine- to medium-grained (core sample, -136 m)
UC5	3.4	-13.0	17.5	greenish, fine- to medium-grained(core sample, -162 m)
UC6	3.0	-11.0	19.5	white, fine- to medium-grained (core sample, -236 m)
UC7	3.6	-11.8	18.7	greenish, fine-grained (core sample, -348 m)
UC8	-10.3	-19.9	10.3	white, coarse-grained, with magnetite
UC9	-10.8	-19.4	10.9	white, coarse-grained, with magnetite
UC10	-11.1	-19.1	11.2	white, coarse-grained, with magnetite
UC11	-10.5	-20.0	10.2	white, coarse-grained, with magnetite
UC12	-10.7	-20.4	9.8	white, coarse-grained, with magnetite

석결과는 이원성 형태(bimodal pattern)를 나타내고 있다. 하나("I" 그룹)는 탄소동위원소비($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$)가 2.4~4.0‰, 산소동위원소비($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$)는 17.0~19.5‰이다. 또 다른 하나("II" 그룹)는 $\delta^{13}\text{C}$ 는 -10.3~-11.1‰, $\delta^{18}\text{O}$ 는 9.8~11.2‰를 나타낸다. 이러한 이원성형태의 값은 김규한 외(1990)가 보고한 안정동위원소분석치와 거의 동일한 값을 보여주고 있으며, Choi, *et al.*(1999)의 분석 결과는 "I" 그룹의 값에만 해당된다. "I" 그룹은 시추코어에서 채취한 시료로서 탄산염암체의 외곽부에 위치하며 세립 내지 중립의 방해석으로 소량의 자철석이 함께 산출되고 있다. "II" 그룹은 조립질의 시료로서 자철석과 석류석등이 함께 산출되는 것으로 탄산염암체의 중앙부 쪽에서 채취된 샘플이다.

"I" 그룹에서 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 값(2.4~4.0‰)은 해양성퇴적암 값(-3~+3.0‰, Bowman, 1998)에 비해 약간 부화되어 있으나, 대체로 유사한 값을 보이는 반면, 맨틀기원의 카보네타이드값(-10~-5‰, Bowman, 1998)에 비하여서는 상당히 이탈되어 있다. 김규한 외(1990)와 Choi, *et al.*(1999)은 "I" 그룹의 값이 해양성퇴적암과 동위원소값이 유사하다는 이유로 울산의 탄산염암체가 해양성기원의 퇴적암이라고 주장하였다. 만약에 울산의 탄산염암체가 고생대의 석회암이라면, 초염기성암과 화강암의 관입시에 열변성작용 및 이에 따른 동위원소 값이 변화하였을 것으로 판단된다. 그 결과 화성기원의 암석과 유사한 값을 나타내기 때문에 그 기원을 구별하기 어렵게 된다(Faure, 1986; Nabelek, 1991; Bowman, 1998). 스카르화 받은 석회암의 $\delta^{13}\text{C}$ 은 거의 대부분 -5~8‰의 범위에 속하며(Bowman, 1998), 더욱이 화강암에 의해 스카르화 되어진 석회암이라면 화강암과의 접촉부로 갈수록 $\delta^{13}\text{C}$ 이 결핍되어지며, 탄산염암체의

중앙부로 갈수록 $\delta^{13}\text{C}$ 이 변질 받지 않은 값으로 부화되어지는, 해양성퇴적암 값(-3~+3.0‰)에 근접하는 값을 나타내야 한다(Faure, 1986). 그러나 울산의 탄산염암체의 경우에는 이와는 반대로 탄산염암체의 중앙부로 갈수록 $\delta^{13}\text{C}$ 이 결핍되어지고 있다. 한편, "II" 그룹의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 값(-10.3~-11.1‰)은 전형적인 카보네타이드 값에 비해 약간 결핍된 값을 나타내고 있으나, 맨틀기원의 $\delta^{13}\text{C}$ 범위 내에 속하고 있다. 김규한 외 (1990)는 II 그룹의 값에 대해서는 석회암원 외의 심부기원의 탄소라고만 언급하고 있다. 하지만 마그마기원의 값보다도 $\delta^{13}\text{C}$ 이 결핍되는 경우에는 마그마가 퇴적물내의 유기물, 흑연, 혹은 CH_4 성분에 의해 오염되어졌을 가능성이 높다(Bowman, 1998).

산소동위원소를 살펴보면 "I" 그룹의 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 는 17.0~19.5‰, "II" 그룹은 9.8~11.2‰이다. 일반적인 석회암의 $\delta^{18}\text{O}$ 는 +18~+32‰ 정도이며, 화성기원의 $\delta^{18}\text{O}$ 는 -5~+15‰(Rollison, 1993; Bowman, 1998)이다. 스카르화 받은 석회암이라면, 탄소와 같이 재평형에 의해 $\delta^{18}\text{O}$ 결핍이 예외 없이 일어났을 것이며, 스카르화가 가장 강하게 일어나는 접촉부에서 석회암의 중앙부로 갈수록 그 값이 높아지는 경향을 나타내어야 한다(Faure, 1986; Rollison, 1993). 그러나 울산광산의 탄산염암체에서는 탄소동위원소와 마찬가지로 이와는 반대의 경향을 나타내고 있다. 즉, 탄산염 중앙부로 갈수록 낮아지고, 접촉부로 갈수록 부화되어지는 값을 나타내고 있다. 울산 탄산염암체는 접촉부에서 중앙부의 동위원소 거동이 스카르지역과는 정반대로 나타나기 때문에 안정동위원소데이터를 근거로 울산의 탄산염암체가 석회암이라는 주장(김규한 외, 1990; Choi, *et al.*, 1999)은 설득력이 없다.

그렇다고 이러한 이유로 울산 탄산염암체가 카보내타이트라고 하기도 논리적이지 않다. 하지만 야외산출상태가 관입상임을 나타내고 있는 것을 기초로 카보내타이트라고 가정하여 안정동위원소데이터를 다음과 같이 설명할 수는 있다. 즉, "I" 그룹의 동위원소값 ($\delta^{13}\text{C}=2.4\sim 4.0\%$; $\delta^{18}\text{O}=17.0\sim 19.5\%$)이 전형적인 맨틀기원의 데이터와는 상당히 이탈되어 보이지만 $\delta^{13}\text{C}$ 가 5.5%까지 부화된 맨틀기원의 카보내타이트가 보고되어진 것도 찾아볼 수 있다(Ray and Ramesh, 1999). 이렇게 $\delta^{13}\text{C}$ 가 부화되는 경우는 카보내타이트의 관입이 아화산 환경에서 이루어지는 경우에 잘 나타나며, 주변 퇴적암내의 방해석 혹은 지각물질의 오염(Andrade, *et al.*, 1999), 지하수의 영향으로 $\delta^{13}\text{C}$ 이 부화된 유체에 의해 카보내타이트의 변질작용이 진행되어 $\delta^{13}\text{C}$ 가 부화되어질 수 있다. 또한 섭입대에서는 이미 ^{13}C 이 부화된 해양지각물질이 맨틀에 연합하면서 순수 맨틀기원의 탄소보다 $\delta^{13}\text{C}$ 이 부화된 모습을 보일 수도 있다(Ray *et al.*, 1999). 울산 탄산염암체가 산출되고 있는 경상분지는 중생대 이후 콜라판 하강의 영향을 받아 만들어진 아화산환경 지역이었으며(Min, *et al.*, 1982; Miyazawa, 1985), 울산의 철-사문암 광산지역은 조구조적으로 상당히 역동적인 지역으로서 울산의 탄산염암체는 위에서 제시한 다양한 지질학적 과정을 겪었을 가능성이 상당히 높다고 여겨진다. 이러한 일련의 과정에 의해 동위원소 값이 원래의 모습에서 이탈하고 있는 것으로 여겨진다.

울산탄산염암체의 탄소, 산소동위원소 값이 이원성 분포를 나타내고 있는 것은 김규한 외(1990)가 제시한 자료와 동일한 값을 보이는 것으로 시료채취에 문제가 있다고는 여겨지지 않는다. 만약 지각내부에서 퇴적기원의 석회암성분이 부분용융되어 형성된 카보내타이트 마그마가 관입하였다면(Lentz, 1999), 탄산염암체의 접촉부와 중앙부의 지화학적, 안정동위원소 특징이 다르게 나타날 수 있지 않을까 여겨진다. 지각내에서의 석회암질암의 용융설에 대해서는 토론부분에서 다시 서술하겠지만 만약에 지각내부에서 부분용융된 석회암질암이 관입하였다면, 뜨거운 탄산염마그마는 불균질한 동위원소적 특징을 이미 지니고 있었으며, 찬 모암과의 반응시 탈탄산(decarbonation)반응에 의해, 혹은 후기 염기성 암맥의 집중적인 관입시 동위원소분별작용이 일어났을 것이다. 이때, 방출되는 CO_2 가스에 ^{13}C 이 부화되고, 방해석에는 ^{13}C 이 결핍되어진다(Faure, 1986; Bowman, 1998), 그리하여, CO_2 가스는 용융체로부터 도망쳐버렸거나, 용융체의 상부부분에 모이게 되었을 것이다. 이로 인해 울산 탄산염암체의 중앙부와 접촉부

에 서로 다른 이원성의 동위원소값을 형성하게 되지 않았나 여겨진다. 그 이후 이 지역에 형성되었던 마그마-열수계에 기상수의 혼입과 주변의 퇴적암 혹은 화산암에 의한 열수의 교환반응이 일어나 또 다른 동위원소 재평형에 의해 현재의 복합적이면서도 독특한 $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ 값을 보여주고 있는 것으로 여겨진다.

토 론

카보내타이트의 성인에 관한 토론은 지금도 계속중이며, 많은 부분이 분명하게 해결되지 않고 있다(Best, 1982; Lentz, 1999). 탄산염암체의 성인에 대해 초기에는 석회암이나 대리암이 용융되어 탄산염용융체가 형성되어진 것으로 제외되었으나(Pecora, 1956), 60년대 중반을 지나면서 카보내타이트암체를 형성할 수 있는 탄산염용융체는 맨틀기원이어야 한다고 제외되었다. 그 이유는 전형적인 카보내타이트에는 F, P, Sr, Nb, REEs, U등의 원소가 부화되어 있기 때문이고, 동위원소자료도 퇴적기원의 석회암과 일치하지 않았기 때문이다. 그러나 최근 연구에 의하면, 맨틀뿐만 아니라 지각내에서도 탄산염용융체가 형성되어질 수 있으며, 석회암에 의해 오염된 알칼리 마그마의 분화과정중 분별과정을 거쳐 2차적 카보내타이트 마그마를 형성할 수 있다는 것이다(Lentz, 1999). 캐나다 Grenville지역에서는 맨틀기원의 지화학적, 안정동위원소 증거를 보이는 카보내타이트, U-Th-Mo-REE 광상을 이루는 스카른대, 퇴적기원의 석회암이 나란히 접촉하여 산출되고 있으며, 이들의 관계에 대해 화강암관입에 의해 석회암질 용융체가 형성되었다라고 해석하고 있다(Lentz, 1998, 1999). 이때 미량원소와 동위원소의 거동은 탈탄산반응과 열수의 교환작용에 의해 단성분(end member)인 맨틀기원의 카보내타이트와 퇴적기원의 석회암사이의 연속적인 지화학적, 동위원소적 스펙트럼을 보이게 된다고 제외되어지고 있다. 그러나 이들 혼합관계에 대한 정량적인 연구는 이루어져 있지 않다. 안정동위원소, 혹은 미량원소등 지화학적 자료(김규한 외, 1990; Choi, *et al.*, 1999)에 의해서는 울산의 탄산염암체가 전형적인 맨틀기원의 카보내타이트라고 해석하기에는 무리가 있다. 그러나 한편 야외의 산출상태, 노두에서 관찰된 자료들(Fig. 1, 3, 4)은 분명히 관입의 산상을 나타내고 있다.

이러한 관점에서 연구결과를 종합적으로 검토해보면, 울산 탄산염암체가 용융체에서 형성되어진 관입체로서의 카보내타이트라는 시나리오는 다음과 같이 설정되어질 수 있다. 백악기에서 신생대초 경상분지는 화

산-심성활동이 활발하여 지하내부는 높은 지온구배를 형성하고 있었으며, 울산지역은 울산 콜드론의 함몰(차문성, 1985)에 의해 그 이전에 발달하고 있던 조구조선과 함께 심부의 파쇄대를 형성하거나 더욱 발달시켰을 것이다. 이러한 심부의 파쇄대는 초염기성암인 페리도타이트 혹은 듀나이트 마그마가 상승할 수 있는 호의적인 조건을 제공하게 된다. 한편 이 시기에 동해의 형성이 시작되어지면서 경상분지에는 초염기성암이 관입하게 되는 지질학적 환경이 조성되었고, 이때 경상분지의 기반암으로 위치하고 있는 암석이 높은 지온구배에 의해 석회암성분이 용융하게 된다. 초염기성암(지금은 사문암체)이 먼저 관입을 하고 곧 뒤를 이어 탄산염마그마가 북쪽의 초염기성암을 뚫고 관입하였으며, 그 이후에도 약대인 이 지역에 국부적이고 집중적으로 염기성 맥이 최후기로 관입하게 된다. 혹은 석회암에 의해 오염된 초염기성암의 분화과정중 분별과정을 거쳐 형성된 2차적 카보네타이트 마그마일 수도 있다.

다음은 울산철광상을 배태하고 있는 탄산염암체는 용융체에서 고화된 관입암상의 카보네타이트임을 타당하게 해주는 점들이다. 먼저 지표면 노두에서 초염기성암과 탄산염암이 공간적으로 연관되어진 타원형상으로 산출되는 점이다. 일반적으로 카보네타이트가 관입하는 곳은 대부분 심부의 파쇄대가 형성되어 거의 항상 초염기성암과 시공간적, 성인적으로 관련성을 가지고 있으며, 초염기성암이 앞서서 관입하고 있다(Kamitani and Hirano, 1990; Hirano *et al.*, 1990b; Evans, 1993)는 것으로 알려져 본 지역과 매우 유사하다. 그리고 카보네타이트와 연합하는 이들 초염기성암의 성분은 듀나이트 혹은 페리도타이트인 경우도 흔하게 문헌에서 찾아볼 수 있다(Kamitani and Hirano, 1990; Hirano *et al.*, 1990b; Evans, 1993)는 것도 본 지역과 유사하다. 카보네타이트 마그마의 정치 이후에는 탄산염 세맥들이 그 주변에 발달하는 것도 특징적인데(Evans, 1993), 울산광상에서도 초염기성암에 의해 둘러싸여 있으며, 최후기의 방해석 세맥이 사문암체와 탄산염암체에 발달하고 있다(최수용, 1988; 김규환 외, 1990). 카보네타이트가 철광체를 배태하는 것은 일반적인 카보네타이트의 거동이며(Evans, 1993), 또한 초염기성암과 화강암의 접촉부에 알바이트, 네펠린, 소량의 휘석, 각섬석이 산출되는 변질대를 형성하는 것은 알칼리가 풍부한 초염기성암에 의한 접촉교대작용의 결과인 것이다(Best, 1982; Biryukov and Biryukov, 2000). 본 지역의 서쪽의 사문암체와 화강암의 접촉부에 이러한 변질대가 나타났으며(Fig. 5), Choi(1983)는

이를 알비타이트라고 명하고 초염기성암의 일부로 보고하고 있다.

울산광상지역은 울산 콜드론의 북동측 환상암맥이 분포하는 파쇄대지역에 속하며 콜드론 함몰에 의한 조구조적 운동의 생산물로서 울산, 동래, 온산단층과 같은 주요 조구조선이 광산 주변에 발달하고 있다(차문성, 1985). 이 지역은 심부의 파쇄대가 발달되어 초염기성암이 상승 가능한 지질학적 조건을 형성했으며, 대부분의 카보네타이트도 파쇄대가 형성된 곳에 산출되고 있다(Kamitani and Hirano, 1990; Biryukov and Biryukov, 2000). 탄산염암체와 유사한 파이프형의 다이아트림이 울산광상의 서쪽의 울산 콜드론의 환상암맥대에 산출되고 있다. 이 다이아트림도 콜드론의 함몰에 의해 형성된 단층이 마그마의 상승을 용이하게 한 결과로 여기고 있으며(Park and Kim, 1985), 이 지역은 파쇄대가 형성되어 다양한 화성활동이 가능하였음을 알 수 있다. 최후기의 수많은 염기성암맥들과 방해석맥들이 광상주변에 집중관입하고 있는 것(박기화와 박희인, 1980; Choi, 1983)은 탄산염암체의 관입 이후에도 소규모의 화성활동이 국부적으로 이루어졌음을 의미한다.

화강암관입에 의해 석회암이 접촉교대작용을 받은 경우라면 가장 격렬한 접촉교대작용은 화강암을 둘러싼 접촉부에 가장 잘 발달되어 있는 것이 일반적인 모습이다. 그러나 울산 광상에서는 접촉교대광물이 화강암과의 접촉부가 아니고 화산암과의 접촉부에서 발달되어 있으며, 화강암과의 접촉부에는 접촉교대작용이 관찰되지 않는다(박기화와 박희인 1980; Choi and Imai 1993). 박기화와 박희인(1980)과 Choi(1983)은 비록 화강암과는 떨어져 있지만 이들 접촉교대광물들은 화강암에서 용리된 열수가 화산암과 석회암의 접촉부로 이동하여 스카른광물을 형성한 것이라고 보고하고 있다. 관입암의 온도가 800-900°C이고, 기존의 관입당한 암석의 온도가 50°C인 경우, 관입한 화강암을 중심으로 관입화강암체 반경의 반 정도 되는 곳까지 450°C의 열구배를 이루고 대상의 접촉교대작용이 일어난다고 한다(Guilbert and Park, 1986). 작은 규모의 관입암체라도 모양이 석회암인 경우에는 관입암체에서 수 km를 스카른화시킬 수 있는데(Guilbert and Park, 1986), 울산광상에서는 화강암과 탄산염사이에는 화강암을 중심으로 어떠한 대상배열을 관찰할 수 없으며, 탄산염암체에도 어떠한 대상구조를 찾아볼 수 없다(Choi and Imai, 1993). 현재의 노두에서는 화강암의 체적은 탄산염의 체적에 비해 엄청나게 크며, 화강암 관련 열수가 더 가까이 위치하고 있는 탄염암체를 지나 화산암류와

탄산염암의 경계부에 접촉교대작용을 일으켰다는 것은 다시 검토해 봐야할 것이다. 여기에 대해 이와는 다른 가능성을 제시한다면, 암질이 매우 다른 두 암석(뜨거운 탄산염마그마와 비교적 차거운 화산암)의 접촉부에 접촉교대광물인 CaFeAlMgMn 규산염광물이 생성되었으며(bimetasomatic reaction between unlike lithologies), 이는 진정한 스카른과 구분하기에 어려움이 있다(Einaudi, *et al.*, 1981; Evans, 1993; Lentz, 1998). 한편, 탄산염암체와 초염기성암과의 접촉부에는 성분과 온도의 차이가 그렇게 심하지 않았고, 화강암류는 초염기성암에 의해 격리되어 접촉하지 않았기 때문에, 이들 접촉부에는 접촉교대광물의 발달이 드물거나 미약한 것으로 여겨진다. 거의 수직의 파이프형을 이루고 있는 자철석 광체(Choi, 1983; 김정진, 1987)도 마그마에서 형성된 것이라고 해석하는 것이 합리적이다. 마그마가 상승할 때, 정적으로 조용하게 상승하기보다 회오리바람과 같이 상승하는 곳에 초기정출광물은 수직의 파이프형으로 마그마내부에 농집되어 산출되는 것이 일반적이다(Hirano *et al.*, 1990b).

울산 탄산염암체에 포획된 유체포유물의 냉각/가열 실험에 의해 관찰된 상변화와 균질화되는 거동은 천연수의 유체특징이 아닌, 적어도 상당히 높은 압력 하에서 포획되어진 것으로 나타난다(Yang and Hwang, 1999). 이들 유체는 크게 두 개의 형태로 나뉘어지는데 하나는 암염(NaCl)과 카리암(KCl) 결정을 포함하며, Ca, Mg, Fe 등의 양이온이 함유되어진 것으로 반암동광상지역의 화강암류에서 관찰되는 유체포유물이다. 이들의 균질화거동은 상당히 높은 압력 하에서 포획된 모습을 보인다(Bodnar and Vityk, 1994). 또 다른 하나는 11-12 wt% NaCl과 상당한 양의 CO_2 를 포함하는 유체포유물로 이 역시 높은 압력 하에서 포획된 모습을 보인다(Brown and Lamb, 1989; Diamond, 1994). 풍부한 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}$ 유체가 탄산염암체에 유체포유물로 포획된 것을 보면, 울산광상의 탄산염암체에 휘발성성분이 풍부하게 존재했었다는 것을 알 수 있다. 이러한 풍부한 휘발성성분은 지각내부에서 석회질암을 용융하는데 효율적인 역할을 담당하였으리라 여겨진다. 최근 실험에 의하면 H_2O 와 CO_2 유체가 있는 곳에서는 600°C, 1 kbar에서도 석회암이 충분히 용융되어져 관입할 수 있다고 한다(Lentz, 1999). 이와 같이 탄산염암의 유체포유물의 특성도 카보네타이트로 설명할 수 있다.

경상분지의 지하 깊은 곳에 고생대 석회암이 혹은 선캠브리아 암석이 기반암으로 위치하고 있는지 없는지는 직접적으로 조사된 바는 없다. 고생대 초기의 퇴

적암이 중생대 말기의 화산암류와 접촉하려면, 중생대 말 혹은 그 이후에 상당한 조구조운동이 수반되어야 한다. 중생대 혹은 그 이후의 경상분지는 퇴적작용, 용기, 혹은 화성작용의 경미한 변형작용을 경험하지만 압축 습곡작용을 받은 적이 없어(대한지질학회, 1999) 지하 깊은 곳에는 고생대 지층 혹은 선캠브리아기의 석회질암이 분포하고 있을 가능성도 있다고 여겨진다. 하지만 타원형으로 노출된 소규모의 탄산염암체만 120 km 정도 달려온 고생대 석회암(김규한 외, 1990)이라고 하기에는 조구조적으로 상당히 곤혹스러워진다. 한편 지붕암(roof pendent)으로서의 석회암이라고 하기도 경상분지에 고생대 암석이 노출된 곳이 전혀 없는 상황에서 해석에 무리가 있다. 그리고 왜 단지 이곳에서 다른 퇴적암은 전혀 지붕암으로 나타나지 않는데 유독 이 탄산염암체만 그러한가에 대한 것도 설명할 수가 없다. 따라서 기존의 화강암, 화산암 지역에 초염기성암과 카보네타이트가 관입하여 이 지역의 지질을 독특하게 형성하였다고 하는 것이 지질학적으로 타당하다고 여겨진다. 동쪽지역의 사문암체 노두는 서쪽지역의 사문암체에 비해 열수변질작용이 더욱 강하게 일어났으며(최수용 외, 1990), 이는 동쪽의 초염기성암에 카보네타이트가 관입했기 때문이라고 여겨진다. 만약에 경상분지의 하부에 석회암질암이 존재하지 않는다면, 맨틀기원의 초염기성암이 상승도중에 듀나이트와 카보네타이트로 분리(magma immiscibility)되었으며, 어떠한 이유로 맨틀기원의 지화학적 증거가 지워졌을 것이라는 측면으로 검토되어야 할 것이라고 여겨진다. 여기에 대해서는 더욱 세밀한 지화학적 조사가 이루어져야 하겠다.

결 론

앞에서 이미 언급하였듯이 탄산염암체가 깔대기형태로 산출되며 지하 650 m 이하까지도 연장되고 있다는 것, 철광체도 파이프형으로 지하연장이 계속되고 있다는 것 그리고 초염기성암과 연합하여 동심원상의 모습으로 산출되고 있는 것은 분명히 우리에게 관입암상의 모습을 보여주고 있다. 탄산염암체가 파쇄대가 있는 곳에 위치한다는 것, 안정동위원소의 패턴, 유체포유물의 유형 등은 울산의 탄산염암체가 카보네타이트로 해석하는 것이 더 합리적이다. 초염기성암이 화강암과 울산층을 관입하고 있는 노두, 탄산염암체의 내부에 사문암편, 호온펠스암편이 포획된 노두는 초염기성암과 탄산염암이 후기임을 분명히 나타내고 있는 언어이다.

울산광상의 탄산염암체는 퇴적기원의 석회암이거나

관입상의 카보네타이트거나 둘 중에 하나이다. 울산의 탄산염암체가 고생대 석회암 혹은 시대미상의 석회암이라고 주장해 온 근본적인 것은 우리 나라에서는 카보네타이트라고 보고된 것이 전혀 없었으며, 지화학적 증거가 불충분한 것에 기인한다. 그러나 최근에 카보네타이트 생성에 대한 생각이 재조명되어지는 연구 논문이 나오고 있으며, 지화학적 자료는 단성분이 퇴적기원의 석회암과 맨틀기원의 카보네타이트 사이의 어떠한 조합이라도 나올 수 있다라고 해석하고 있다. 뜨거운 초염기성 마그마가 상승하면서, 주변암석을 용융시켜서 동화작용을 수반할 수 있는 가능성은 그렇지 않은 가능성에 비해 그 확률이 훨씬 높으며, 다른 여러 초염기성암 기원의 마그마광상에서도 그 예를 찾아볼 수 있다(Evans, 1993). 울산광상의 이원성 안정동위원소 자료는 이 지역의 복합적인 지질학적 과정이 관련되어 있음을 반영한다고 여겨진다. 그러나 다른 한편으로 맨틀기원의 초염기성암이 상승도중에 듀나이트와 카보네타이트로 분리(magma immiscibility)되었으며, 어떠한 이유로 맨틀기원의 지화학적 증거가 지워졌을 것이라는 가정, 혹은 석회암에 의해 오염된 초염기성암의 분화과정중 분별과정을 거쳐 형성된 2차적 카보네타이트 마그마일 수도 있다. 여기에 대해서는 앞으로 더욱 연구되어야 할 부분이라고 여겨진다.

감사의 글

본 논문을 위해 유익한 조언과 비평, 그리고 도움을 주신 박계현 교수와 익명의 심사자에게 감사드립니다. 그리고 이 논문의 그림에 대한 컴퓨터작업을 맡아 준 광상학실험실의 대학원생 장주연의 수고에 의해 이 논문이 가능하게 됐음에 감사드립니다.

참고문헌

김규한, 박재경, 양종만, 요시다나오히로, 1990, 울산철광산의 탄산염암과 사문암의 성인. 지질학회지, 26, 407-417.
 김정진, 1987, 울산광산의 접촉교대광상에 관한 연구. 경북대학교 박사학위논문, 123p.
 대한광업공사, 1972, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 1호
 대한광업공사, 1977, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 3호
 대한광업공사, 1979, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 4호
 대한광업공사, 1982, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 5호
 대한광업공사, 1984, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 7호
 대한광업공사, 1985, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 8호
 대한광업공사, 1987, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 10호
 대한광업공사, 1988, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 11호
 대한광업공사, 1989, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 12호

대한광업공사, 1990, 울산광상. 광상시추조사보고, 제 13호
 박기화, 박회인, 1980, 울산 철·중석광상의 성인. 광산지질, 13, 104-116.
 대한지질학회, 1999, 한국의 지질. 시그마프레스, 802p.
 차문성, 1985, 경상분지 동남부의 환상구조(I). 부산대학교 사대논문집, 11, 369-386.
 최수용, 1988, 울산광산에서 산출되는 사문암의 성인적 연구. 부산대학교 박사학위논문, 87p.
 최수용, 황진연, 김정진, 이윤종, 1990, 울산사문암체의 광물학적·지구화학적 연구. 지질학회지, 26, 105-118.
 한국자원연구소, 1998, 양산단층을 고려한 설계기준지진의 재평가. 671p.
 황인전, 1963, 울산광상조사보고, 6, 25-53.
 Andrade, F., Moller, P., Luders, V., Dulski, P., and Gilg, H., 1999, Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapirapua carbonatite, southern Brazil: behavior of selected trace elements and stable isotopes(C, O). Chem. Geol., 155, 91-113.
 Best, M.G., 1982, Igneous and metamorphic petrology. W.H. Freeman and Company, 630p.
 Biryukov, V.M. and Biryukov, Ye.V., 2000, Carbonatites and the specific features of their petrogenesis. Regularities of the structure and evolution of geospheres. Proceedings of V International Interdisciplinary Scientific Symposium, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok 2000, 165-169.
 Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994, Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions: In: Vivo, B. De and Frezzotti, M.L. (eds.), Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications. Virginia Polytechnic Institute and State University, VA, 117-130.
 Bowman, J.R., 1998, Stable-isotope systematics of skarn. In: Lentz, D.R. (ed.), Mineralized intrusion-related skarn systems. Mineral. Assoc. of Canada Short Course, 26, 99-145.
 Brown, P.E. and Lamb, W.M., 1989, P-V-T properties of fluids on the system H₂O±CO₂±aCl: new graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 1209-1221.
 Choi, S.G., 1983, Skarn evolution and iron-tungsten mineralization and the associated polymetallic mineralization at the Ulsan mine, Republic of Korea. Unpub. Ph. D. Dissertation, Waseda Uni. 271p.
 Choi, S.G. and Imai, N., 1993, Magnetite and scheelite-bearing skarns in Ulsan mine, Korea. J. Korean Inst. Min. Geol., 26, 41-54.
 Choi, S., So, C., Youm, S., and Kim, S., 1999, Stable isotope and fluid inclusion studies of iron-tungsten mineralization at Ulsan skarn deposit (abstr.). Soc. Econ. Environ. Geol., 148-149.
 Diamond, L.W., 1994, Introduction to phase relations of H₂O-CO₂ fluid inclusions: In: Vivo, B. De and Frezzotti, M.L. (eds.), Fluid Inclusions in Minerals, Methods and

- Applications. Virginia Polytechnic Institute and State University, VA, 131-158.
- Einaudi, M.T, Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981, Skarn deposits, *Econ. Geol.*, 75th Anniversary, 371-391.
- Evans, A., 1993, *Ore geology and industrial minerals*. 3rd, Blackwell Science, 389p.
- Faure, G., 1986, *Principles of isotope geology*. 2nd, John Wiley & Sons, 589p.
- Guilbert, J.M. and Park, F.F., Jr, 1986, *The geology of ore deposits*. W.H. Freeman and company, New York, 985 p.
- Hirano, H., Kamitani, M., Sato, T. and Daitx, E., 1990a, Jacupiranga carbonatites in Sao Paulo State, Brazil- Their mode of occurrence-. *Bull. Geol. Sur. Japan*, 41, 577-594.
- Hirano, H., Kamitani, M., Sato, T. and Sudo, S., 1990b, Niobium mineralization of Catalao I carbonatite complex, Goias, Brazil. *Bull. Geol. Sur. Japan*, 41, 577-594.
- Hong, Y.K., 1987, Geochemical characteristics of Precambrian, Jurassic and Cretaceous granites in Korea. *J. Korea Inst. Mining Geol.*, 20, 35-60.
- Jin, M.S., Kim, S.Y. and Lee, J.S., 1981, Granitic magmatism and associated mineralization in the Gyeongsang Basin. *Korea. Mining Geol.*, 31, 245-260.
- Kamitani, M. and Hirano, H., 1990, Important carbonatite-alkaline/alkaline complexes and related mineral resources in the world. *Bull. Geol. Sur. Japan*, 41, 631-640.
- Lee, S.M., Kim, S.W. and Jin, M.S., 1987, Igneous activities of the Cretaceous to the early Tertiary and their tectonic implication in South Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, 23, 338-359.
- Lentz, D., 1998, Late-tectonic U-Th-Mo-REE skarn and carbonatitic vein-dyke systems in the southwestern Grenville province: a pegmatite-related pneumatolytic model linked to marble melting (limestone syntexis). In: Lentz, D.R. (ed.), *Mineralized intrusion-related skarn systems*. Mineral. Assoc. of Canada Short Course, 26, 99-145.
- Lentz, D., 1999, Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting. *Geol.*, 27, 335-338.
- Min, K. D., Kim, O. J. Yun, S. K., Lee, D. S., and Joo, S. W., 1982, Applicability of plate tectonics to the post-late Cretaceous igneous activities and mineralization in the southern part of South Korea (I). *J. Korean Inst. Min. Geol.* 15, 123-154.
- Miyazawa, T., 1985, Regional lateral zoning of the Mesozoic to early Tertiary endogenic lead-zinc and copper deposits in East Asia and its geological background, with some comments on the drifting of the Japanese islands. *Min. Geol.* 35, 31-39.
- Nabelek, P.I., 1991, Stable Isotope Monitors. In: Kerrick D.M. (ed.) *Contact metamorphism*. Mineral. Soc. of Am. *Rev. in Mineral.*, 2, 395-435.
- Park, K. and Kim, S., 1985, A layered felsic diatreme near Weolseng, Kyeongsang Nam Do, Korea. *J. Korea. Inst. Min. Geol.* 18, 357-68.
- Pecora, W.T., 1956, Carbonatites: A review. *Geol. Soc. Am. Bull.* V.67, 1537-1556.
- Ray, J. and Ramesh, R., 1999, Evolution of carbonatite complexes of the Deccan flood basalt province: stable carbon and oxygen isotopic constraints. *J. Geophy. Res.*, 104, 471-483.
- Ray, J., Ramesh, R., and Pande, K., 1999, Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170, 205-214.
- Rollinson, H., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman scientific & technical, New York, 352p.
- Yang, K and Hwang, J.Y., 1999, Hydrothermal fluids in the Ulsan carbonate rocks. *J. Korean Earth Sci. Soc.*, 20, 179-188.

(2001년 1월 13일 접수, 2001년 2월 15일 게재승인)