

## 연천 함티타늄 자철광상의 성인

김규한\* · 이현주\* · 전효택\*\*

### Ore Genesis of the Yonchon Titaniferous Iron Ore Deposits, South Korea

Kyu Han Kim\*, Hyun Joo Lee\* and Hyo Taek Chon\*\*

**ABSTRACT:** Titanomagnetite ore bodies in the Yonchon iron mine are closely associated with alkali gabbroic rocks of middle Proterozoic age which intruded Precambrian metasedimentary rocks. The orebodies can be divided into massive ores in gabbroic rock, skarn ores in calcareous xenoliths and banded ores in gneissic gabbro. Gabbroic rocks from the Yonchon iron mine have unusually high content of  $TiO_2$  with an average values of 3.46 wt.%.

Iron ores are ilmenite (42.25~51.56 wt.% in  $TiO_2$ ) and titanomagnetite (1.29~6.57 wt.% in  $TiO_2$ ) and the former is dominant. Small amount of magnetite, hematite, sphene and sulfide minerals are included in the ores. Grandite garnet, titanogaugite and tschermakite are in iron skarn ores.

Hornblendes from ores and gabbroic rocks have a relatively homogeneous isotopic composition with  $\delta D$  between -110.0 and -133.9‰, and  $\delta^{18}O$  of +4.5 to +6.5‰, and calculated to have formed in fluids with  $\delta O_{H_2O}$  of +6.7 to +8.7‰ and  $\delta_{H_2O}$  of -87.9 to -111.8‰, which has a similar isotopic value of primary magmatic water.

Based on intrusive age, occurrence, mineral chemistry and isotopic compositions of magnetite ores and gabbroic rocks, it will be concluded that the gabbroic rocks are responsible for the titanomagnetite mineralization. The titaniferous magnetite melt was immiscibly separated from the high titaniferous gabbroic melts of Proterozoic age.

## 서 언

한반도에 분포하는 철광상들 중 연천, 포천, 양양, 홍천, 서산 철광상 등은 선캠브리아기의 변성암류의 지층 중에 분포하고 있으며, 철광체가 변성암 지층내 층상으로 발달하거나 이들과 밀접하게 관련되어 분포되고 있다. 이들 선캠브리아기 지층중에 발달하는 철광상중 연천, 소연평도, 보름도 등지에서 산출되는 자철광상에는 특징적으로 티타늄의 함량이 높게 나타나는 함티타늄 자철광상이다.

본 연구대상인 연천 함티타늄자철광상은 서울에서 북쪽으로 약 80 km 떨어진 경기도 연천군 관인면 삼올리의 고남산 부근 북위 38°05'~38°07', 동동 127°13'~127°15'에 위치하고 있다.

함티타늄 자철광상은 현재 동원광업 주식회사에서 월 6000톤의 함티타늄 자철광석을 채광하고 있다. 고남산

자철광상 모암인 반려암질암의 암석 지구화학적 연구(염병우, 1985; 장호완 외, 1987)가 수행되어 함티타늄 자철광상이 알카리 반려암질 마그마로부터 분화되어진 정마그마광상으로 연구보고된 바 있다. 그러나, 수리봉부근의 광체는 변성암 지층의 편리와 평행하게 층상으로 발달하고 있어 한국의 광상(1990)에서 퇴적기원 철광상으로 보고된 바 있다. 본 지역의 지질 및 암석학적 연구가 부분적으로 수행된 바 있으나 아직 정밀지질조사와 함티타늄자철광체의 광화환경과 광화작용의 시기, 함티타늄 자철석의 연구와 안정동위원소 분석연구는 수행된 바 없다. 따라서 본 연구에서는 연천 자철광상의 함티타늄 자철광체의 산출상태와 광화환경, 광화시기, 모암과의 성인적 관련성 등을 규명하기 위하여 지표정밀지질조사, 광물·암석학적 연구와 광물화학분석, 안정동위원소분석 등을 실시하였다. 화학분석은 영국 런던 대학교 Royal Holloway and Bedford New College에 의뢰하여 ICP분석방법으로 실시하였으며, 광물의 전자현미분석은 서울대학교 지질학과에서 실시하였다. 그리고 산소 및 수소 안정동위원소비 분석은 일본 도야마 대학 지구과학과에서 실시하였다.

\* 이화여자대학교 과학교육과 (Dept. Science Education, Ewha Womans Univ., Seoul 120-750, Korea)

\*\* 서울대학교 자원공학과 (Dept. Mineral & Petroleum Eng., Seoul National Univ., Seoul, Korea)

### 광상부근의 지질

광상부근의 지질은 선캠브리아기의 연천계 변성퇴적암류로 구성되어 있다. 변성퇴적암류는 하부에서부터 흑운모 편마암, 흑운모-각섬석 편암, 규암 (석영-건운모 편암), 대리암, 운모편암 등으로 구성되어 있다(김규한, 이현주, 1993). 대체로 지층의 주향은 N30°~40°E, 경사는 30°~78°NW이다 (Fig. 1).

장호완 외 (1987)에 의하면 이들 변성퇴적암류는 저압 각섬암상에 속하는 변성상을 나타낸다. 반려암질암이 상기 변성퇴적암류의 주향에 평행하게 변성퇴적암류의 지층을 관입하고 있으며, 흑운모 화강암과 석영반암, 염기성 암맥 등이 이를 관입하고 있다. 상세한 지질은 김규한과 이현주 (1993)에 의해 요약되어 있다.

반려암질암은 조립질 내지 거정질의 입상 반려암질암과 엽리구조를 잘 나타내는 조립질 각섬석과 장석으로 편마상구조를 보여주는 편마상 반려암질암으로 구분된다.

장호완 외 (1987)는 조립 내지 거정질과 중립질의 입상조직을 나타내는 알카리 반려암질암 및 층상구조를 보여주는 층상 알칼리 반려암질암으로 구분하였다. 특히 본암과 함티타늄자철광체가 밀접히 수반되므로 반려암의 관입시기와 광물 및 암석화학에 대하여 본 연구에서 흥미있는 대상이 되고 있다.

김규한과 이현주 (1993)에 의하면 반려암의 K-Ar 연령은 Middle Proterozoic (1022-1468 Ma)으로 밝혀져 이와 밀접히 수반되는 함티타늄자철광체의 광화시기 추정치의 중요한 자료가 되었다. 그리고, 반려암질암은 평균 3.5 wt%의 TiO<sub>2</sub> (0.88~6.03 wt%)의 고티타늄함유 반려암체로 미량 원소나 REE 지화학적 특징은 마그마 분화초기의 경향을 나타내고 있다.

반려암질암은 관입하고 있는 흑운모 화강암 K-Ar 연령이 116.4 Ma (김규한, 이현주, 1993)로 대보화강암에 해당되고 있다. 지표와 항내에서 반려암질암을 관입한 접촉부가 관찰된다 (Fig. 2). 화강암은 주로 조사지역 북동부에서 저반을 이루며 넓게 분포하고 있으며 고남산 서측에는 큐폴라 (cupola)상으로 불포하고 있다. 반려암질암과의 접촉부에는 화강암이 세립질이거나 석영, 장석이 우세하고 유색광물이 적은 암상을 나타내기도 한다. 흑운모 화강암은 현미경하에서 퍼어사이트조직이 잘 관찰된다.

### 함티타늄자철광상

#### 산출상태

함티타늄자철광상은 운모편암, 규암, 대리암 및 흑운모

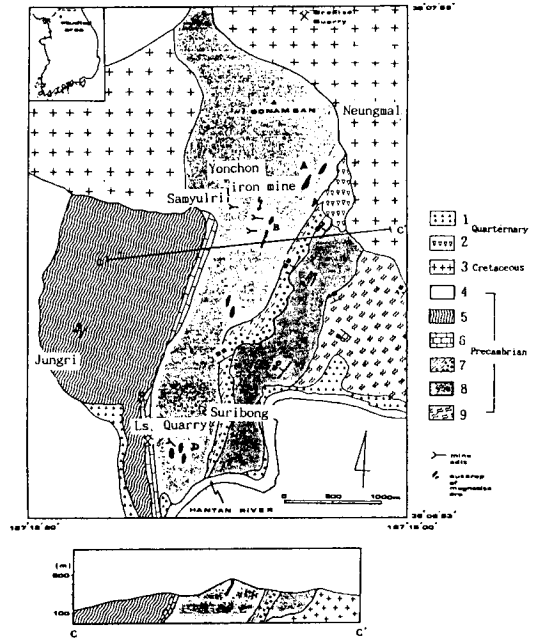


Fig. 1. Geological map of the Yonchon titanomagnetite ore deposits (Kim and Lee, 1993). 1; Quarternary basalt, 2; Quartz porphyry, 3; Biotite granite, 4; Gabbroic rock, 5; Mica schist, 6; Marble, 7; Quartzite and Quartz-sericite schist, 8; Biotite-hornblende schist, 9; Biotite gneiss, A; Massive magnetite ore body, B; Skarn type magnetite ore body, D; Layered magnetite ore body.



Fig. 2. Biotite granite intrude the gabbroic rock in the south east area of the Yonchon iron mine.

편마암을 주로하는 변성퇴적암류를 관입한 반려암질암체 내에 발달하고 있다. 반려암체내에서도 광체는 변성암류의 편리의 방향과 평행하게 연속적으로 남측의 수리봉부근에서 삼울리, 고남산지역 광체까지 4 Km에 걸쳐 연속적으로 분포하고 있다.

광체의 산출상태는 (1) 반려암질암내에 발달하는 맥상,



Fig. 2. Biotite granite intrude the gabbroic rock in the south east area of the Yonchon iron mine.

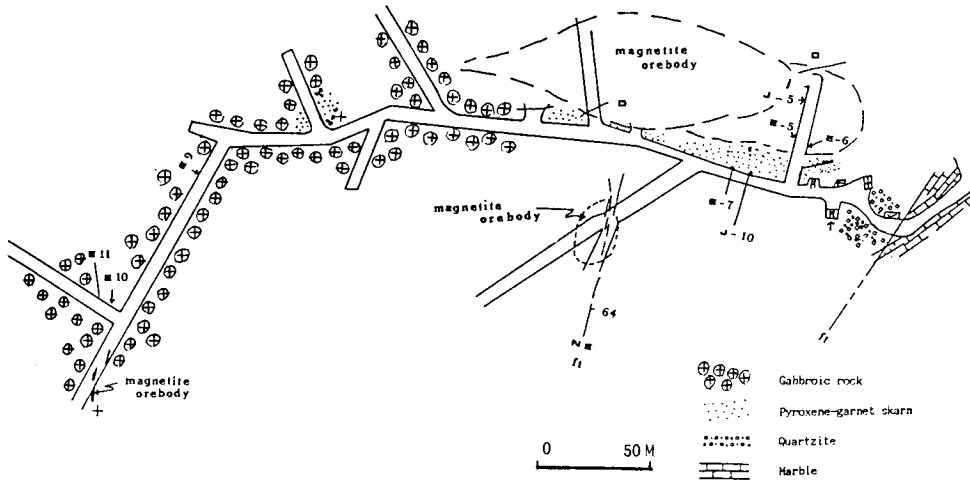


Fig. 3. Underground geologic map of the sublevel of No. 2 Adit. E9 and E10 indicate sampling point for age dating and chemical analysis.

렌즈상 및 괴상의 광체와 (2) 반러암내에 루프렌드트와 포획암으로 산출되고 있는 변성퇴적암류에서 산출되는 스카른형 광체, 그리고 (3) 엽리구조가 잘 발달되는 반러암내에 배태된 층상 철광체로 구분된다. 현재 가행되고 있는 광체는 스카른형 철광체와 반러암체내의 괴상철광체이다 (Fig. 3).

갱내지질조사에서 반러암질암과 이에 포획된 규암 및 규화된 대리암 등이 확인되었으며 자철광체와 규화된 대리암 사이에 휘석과 석류석 등의 스카른 광물들이 관찰되기도 한다. 반러암질암내에 10여개의 작은 단층과 단층파쇄대를 따라 발달된 방해석 세맥이 관찰되기도 한다.

**반러암체내에 발달하는 괴상 철광체**

고남산 부근 반러암과 흑운모 화강암의 접촉부 부근의 반러암체내에 괴상, 렌즈상, 맥상 광체들이 발달하고 있다. 고남산 남동 1 Km 위치의 지표노두에서 반러암내에 폭 2~6 m 연장 20~40 m의 함티타늄자철광체가 확인되었다. 광석의 품위는 Fe 33.7~41.4%, TiO<sub>2</sub> 21.3~27.1% (한국의 광상, 1990)이다.

갱내에서도 반러암체내에 괴상 또는 맥상 함티타늄자철광체를 관찰할 수 있다. 야외노두와 갱내노두에서 흑운모 화강암이 반러암을 관입하고 있으며 (Fig. 4), 반러암의 Xenolith가 화강암체내에 관찰된다. 함티타늄 자철광체가 반러암체내로 관입하고 있기도 하다. 그리고 함티타늄 자철광체내에 반러암이 포획체로 관찰되기도 한다 (Fig. 5). 반러암내에도 드물게 석류석 스카른광물이 관찰된다.

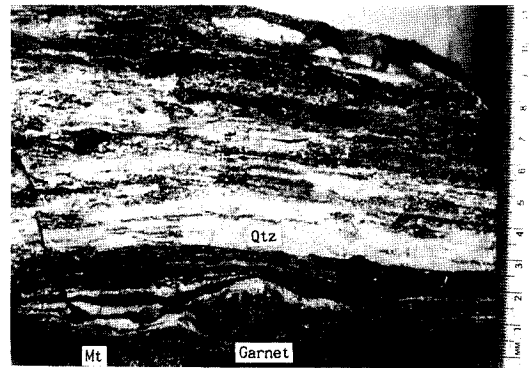


Fig. 4. Banded iron ores in the southern orebodies designated by D in Fig. 1 (Qtz; Quartz, and Mt; magnetite).

**스카른형 티타늄철광체**

반러암체에 포획암으로 잔존하고 있는 탄산염암질 변성퇴적암류를 교대한 스카른형 티타늄철광체가 삼율리 본갱부근의 노두와 본갱 갱내에서 산출된다. 현재 본 광장에서 주요 가행대상 광체중의 하나로 광체의 폭은 5~7 m, 수평연장 300 m, 수직연장 200 m로 확인된 얇은 렌즈형 광체를 이루고 있다. 광석의 품위는 Fe 44.2~47.3%, TiO<sub>2</sub> 20~24.1% (한국의 광상, 1990)이다. 갱내의 렌즈상 광체의 남동측에 대리암, 규암 등이 반러암내에 포획되어 있다. 광체와 인접한 부분에서 휘석, 석류석, 규회석 등의 스카른 광물이 관찰된다.

**층상 철광체**

층상철광체는 반러암체노두의 남단 수리봉부근에 발달

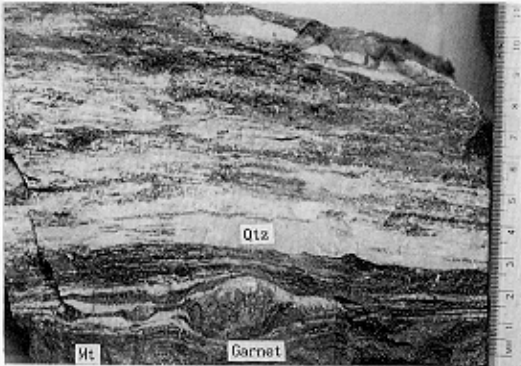


Fig. 4. Banded iron ores in the southern orebodies designated by D in Fig. 1 (Qtz; Quartz, and Mt; magnetite).

하고 있다. 한국의 광상 (1990)에 의하면 상기의 반려암 내에 발달하는 괴상철광체와 스카른형 철광체의 두 광체는 연천광산으로 기재되었고, 층상철광체는 광산명이 기호광산으로 기재되어 있다. 반려암질암에 편리구조가 잘 발달되어 각섬석 편마암으로 조사되기도 하였으며 함티타늄 자철석이 엽리와 평행하게 발달하고 있어 퇴적기원 철광상으로 조사된 바 있다 (한국의 광상, 1990). 광체의 폭은 5~10 m, 연장은 20~30 m로 광석의 품위는 상기광체와 유사하게 Fe 37.1~47.3%, TiO<sub>2</sub> 18.6~24.1%이다. 주로 석영으로 구성된 수 mm에서 1 cm 내외 폭의 백색대와 각섬석으로 구성된 흑색대의 호층을 이루는 각섬석 편마암의 암상에 유사한 산출 상태를 나타내고 있다. 티타늄 철석은 이의 엽리구조와 평행하게 발달하고 있으며 적갈색의 다량의 각섬석과 거정질 석류석도 관찰된다.

이같은 층상 산출상태의 생성원인은 (1) 층상을 나타내는 함티타늄 자철광체의 기원이 퇴적기원의 층상 변성 퇴적암 기원이거나 (2) 반려암질암이 변성작용시에 유색 광물이 구조운동에 의해 변형되었거나 (3) 석회질 변성퇴적암이 열수작용에 의해 교대되어 각섬석 등의 광물을 형성하여 외관상 편마상구조를 나타내는 것의 어느 하나로 해석할 수 있을 것이다.

**스카른 광물의 화학 조성**

반려암질암과 탄산염암과의 접촉부 스카른 광체와 반려암체내에서 산출되는 각섬석, 휘석, 석류석에 대하여 전자현미분석을 실시하였다.

**각섬석**

함티타늄자철광체 주변의 스카른 시료 (E-5)에 대한 광물화학분석 결과는 Table 1과 같다. 각섬석광물은 Tschermakitic hornblende 계열에 해당된다 (김규한, 이현주 1993).

**휘석**

휘석의 전자현미분석 결과는 Table 2와 같다. 휘석의 구조식에서 전체 양이온을 4로 놓고 Laird and Albee (1981)의 방법에 의해 구조식과 Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>를 계산하였다.

대부분의 휘석결정들은 En 28.66~40.06%, Wo 36.79~51.82%, Fe 13.30~20.25%로 변화하며 그 화학 조성값을 Wo-En-Fe (CaSiO<sub>3</sub>-MgSiO<sub>3</sub>-FeSiO<sub>3</sub>) 그림에 도시한 결과, 반려암 (E-11a, E-12b\*, J-10)과 스카른 광체의 시료 (E-70 모두 살라이트 (Salite) 영역에 속하고 있다 (Fig. 6). Fig. 6에서 처럼 캐나다의 Iron Crown광산, 거도 광산, 울산광

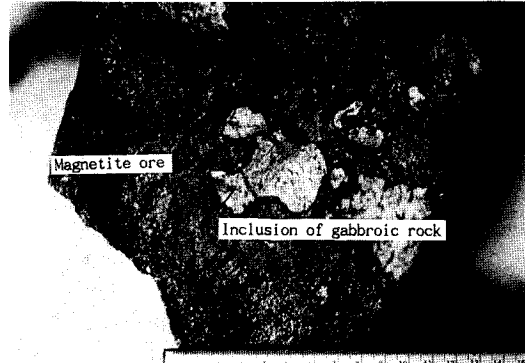


Fig. 5. Xenolith of gabbroic rock in the magnetite ore.

Table 1. EPMA data of amphiboles of skarn ores from the Yonchon iron mine.

Sample No.	E-5			
	11	12	13	14
Analytical point				
SiO <sub>2</sub>	40.91	40.52	40.93	40.94
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.01	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.90	13.76	13.67	13.62
FeO*	16.34	16.11	16.52	16.24
MnO	0.06	0.08	0.15	0.02
MgO	8.38	8.47	8.50	8.89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.15	0.09	0.10
CaO	10.91	11.24	10.77	10.72
Na <sub>2</sub> O	1.70	1.48	1.73	1.78
K <sub>2</sub> O	0.10	0.07	0.07	0.08
Total	92.39	91.91	92.43	92.41
Cations per 23 oxygens				
Si	6.40	6.37	6.40	6.39
Al(iv)	1.60	1.63	1.60	1.61
Al(vi)	0.97	0.92	0.92	0.89
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.26	0.34	0.34	0.37
Mg	1.95	1.98	1.98	2.07
Fe <sup>2+</sup>	1.88	1.77	1.82	1.75
Mn	0.01	0.01	0.02	0.00
Cr	0.01	0.01	0.02	0.00
Fe <sup>2+</sup> (M4)	0.08	0.05	0.09	0.10
Ca	1.83	1.89	1.80	1.79
Na(M4)	0.09	0.06	0.11	0.11
Na(A)	0.42	0.39	0.42	0.43
K	0.02	0.01	0.01	0.02
vi	1.23	1.26	1.26	1.27
Mg*	0.48	0.48	0.48	0.49
Fe*	0.49	0.47	0.48	0.46

산, 신예미 철광상 등의 Iron skarn 내의 휘석 성분과도 유사하다.

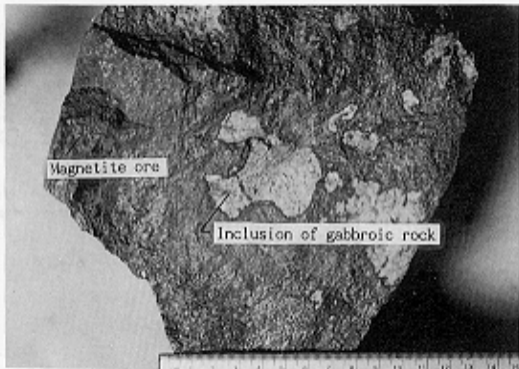


Fig. 5. Xenolith of gabbroic rock in the magnetite ore.

Table 2. Chemical composition of pyroxenes from the Yonchon iron mine.

Sample No. Analytical point	E-7				E-12b*		J-10			E-11a		
	4	6	7	8	43	44	28	30	31	32	33	34
SiO <sub>2</sub>	51.67	51.29	51.54	51.46	51.73	52.32	50.37	50.92	50.11	50.05	50.42	52.01
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.33	0.36	0.45	1.66	0.85	0.76	0.72	0.50	0.74	1.38	1.22
FeO	10.69	10.88	10.97	11.52	7.94	8.62	11.39	12.14	11.23	12.11	11.09	5.99
MnO	0.06	0.12	0.07	0.21	0.17	0.22	0.34	0.26	0.30	0.32	0.13	0.19
MgO	10.78	10.47	10.59	10.44	12.47	12.60	9.61	9.71	10.11	9.62	9.99	14.04
CaO	24.32	24.41	24.33	24.24	23.04	23.38	23.70	23.59	23.03	23.86	24.25	24.55
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.14	0.13	0.13	0.52	0.47	0.21	0.22	0.12	0.19	0.04	0.03
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.05	0.10	0.09	0.08	0.06	0.13	0.08
Total	98.01	97.66	98.04	98.52	97.57	98.51	96.50	97.66	95.48	96.94	97.42	98.13

Cations per 6 oxygens

Si	2.00	1.99	2.00	1.99	1.98	1.98	1.99	1.99	2.00	1.97	1.97	1.96
Al(iv)	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.04
Al(vi)	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>+3</sup>	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>+2</sup>	0.35	0.35	0.35	0.36	0.24	0.25	0.38	0.40	0.38	0.36	0.36	0.17
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.62	0.61	0.61	0.60	0.71	0.71	0.57	0.57	0.60	0.56	0.58	0.79
Ca	1.01	1.02	1.01	1.00	0.94	0.95	1.00	0.99	0.98	1.01	1.01	0.99
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg*	0.50	0.49	0.49	0.48	0.61	0.59	0.46	0.44	0.47	0.44	0.47	0.70
Wo.	51.04	51.43	51.09	50.77	49.46	36.79	51.10	50.65	50.22	51.09	51.82	50.35
En.	31.45	30.68	30.94	30.40	37.24	37.79	29.10	29.00	30.66	28.66	29.68	40.06
Fe.	17.51	17.89	17.89	18.83	13.30	14.12	19.35	20.35	19.12	20.25	18.49	9.59

$$Mg^* = Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

석류석

광체내에 포획되어 있는 반러암시료 (G-1) 및 층상반러암시료 (G-2, S-1)와 광체주변의 스카른화된 시료 (E-7, E-5)에서의 석류석의 전자현미분석결과는 Table 3과 같다. 자철광체와 접하고 있는 석회암 스카른 시료 (E-7)는 그로슈라: 63.57~77.07%, 안드라다이트: 20.30~33.86%로 그로슈라가 우세한 그란다이트 (grandite) 계열의 석류석이다. 반면 반러암체시료에서의 그로슈라 함량은 0.003~0.60%로 상당히 낮게 나타난다.

반러암체내의 자철광석 시료 (G-1, G-2, S-2)에서 드물게 산출되는 분홍색 석류석은 알만딘이 우세한 알만딘-파이로프 (almandine-pyrope) 계열의 석류석이다 (Fig. 8). 스카른-자철광체내의 광석 광물과 공존하는 스카른 시료 (E-5)도 이와 유사한 조성을 날내고 있다. 위와 같이 반러암체와 자철광체내의 스카른 광물이나 층상철광체내의 스카른은 탄산염암과의 교대보다도 반러암질암의 잔류광

화용액에 더욱\*영향을 받고 있음을 알 수 있다. 그러나 광체와 관련성이 낮은 대러암내에 형성된 석류석의 조성은 탄산염암과 접촉부에서 형성되고 있는 전형적인 거도광상 (윤석규, 1983), 신에미스카른광상 (Yang, 1991), 울산철광상 (Choi, 1983)과 캐나다의 Iron Crown 광상 (Meinet, 1984)의 경우와 유사하게 그란다이트계열의 석류석 조성을 가진다. 석류석의 Fe/Fe+Mg비는 평균 0.902로 전암의 평균값 0.57보다 높은 편이다.

그러나, 동일지역에서 산출되는 자철광체내에 반러암질암 또는 화강암질암의 포획암이 산출되고 있는 점 (Fig. 5)과 층상반러암의 화학성분이 조립질 반러암과 유사한 점, 일메나이트를 다량 함유하며 전암분석시 TiO<sub>2</sub> 함량이 0.88~6.03 wt.% (평균 3.46 wt.%)로 보통의 반러암보다 2.14 wt.% 정도 높게 나타나는 점 등에서 본 층상 자철광체 광액의 기원을 반러암질암에 둘 수 있게 되었다. 또한 층상 자철광체와 수반되는 석류석의 조성이 반러암체내에 발



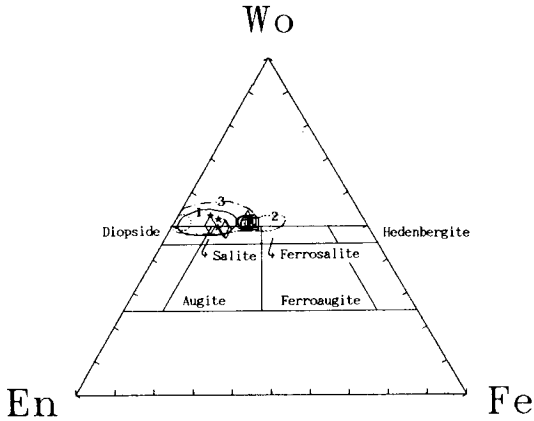


Fig. 6. Composition of pyroxenes in the system  $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-FeSiO}_3$  from the Yonchon titanomagnetite ore deposits.  $\diamond$ ; coarse grained gabbroic rock,  $\circ$ ; skarn in the vicinity of or body,  $\square$ ; skarn in the vicinity of gabbroic rock (J-10),  $\star$ ; Iron skarn (Iron Crown mine, British Columbia, Canada (Meinert, 1984), 1; clinopyroxenes from the Keodo mine (Yun, 1983), 2; clinopyroxenes from the Ulsan mine (Choi, 1983), 3; clinopyroxenes from the Shinyemi mine (Yang, 1991).

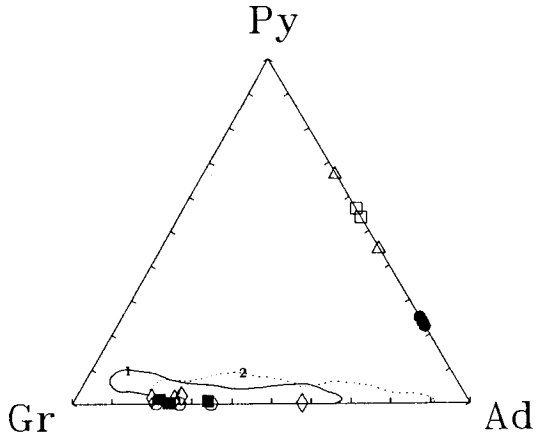


Fig. 8. Composition of garnets from the Yonchon iron mine. Py; Pyrope, Gr; Grossular, An; Andradite,  $\triangle$ ; garnet from coarse grained gabbroic rock,  $\square$ ; garnet from layered gabbroic rock,  $\circ$ ; garnet in limestone skarn (E-7),  $\bullet$ ; skarn garnet from ore (E-5),  $\diamond$ ; Iron skarn (Iron Crown mine, British Columbia, Canada (Meinert, 1984),  $\blacksquare$ ; garnet from the Keodo mine (Yun, 1983), 1; garnet from the Shinyemi mine (Yang, 1991), 2; garnet from the Ulsan mine (Choi, 1983).

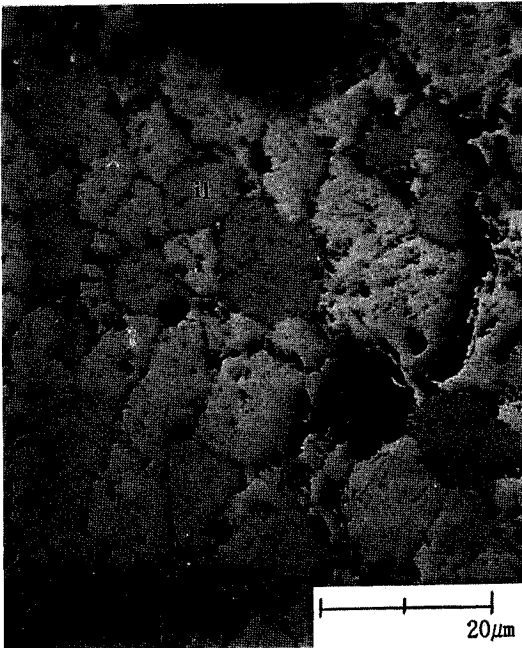


Fig. 7. Brownish grain ilmenite (il) showing strong anisotropy in the massive iron ore.

달하는 석류석과 동일한 Almandine계열의 석류석이라는 점과 층상철광층의 연속성이 없다는 점에서 퇴적 변성기

원과 열수교대 기원보다 반려암 마그마 기원에 관련이 더욱 깊은 것으로 해석될 수 있다.

광석광물

함티타늄철광체의 주구성광물은 일메나이트 (ilmenite), 함티타늄자철석 (titanomagnetite)과 자철석 (magnetite)으로 구성되어 있다. 반사현미경상에서 대부분 일메나이트와 함티타늄철석의 반자형의 입상조직을 보이나 함티타늄자철석과 일메나이트의 용리 (exsolution) 구조가 관찰되기도 한다. 그 이외에 소량의 헤르시나이트 (hercynite), 스펜 (sphene)과 인회석, 자류철석, 황동석과 황철석 등이 관찰된다. 일메나이트는 5~20  $\mu\text{m}$  크기인 반자형의 등립 결정들이 입상조직으로 나타나 암갈색의 강한 이방성을 나타내어 그의 결정형이 뚜렷이 관찰된다 (Fig. 7). 그러나 함티타늄자철석은 등방성에 가까우며 일메나이트보다 색이 연하다 (Fig. 9). 그리고 광체내 각섬석 등의 규산염광물이 많은 곳에 자철석이 일메나이트보다 분포 빈도가 높다. 산출상태와 관계없이 일메나이트가 90% 이상을 차지하고 있으며, 황철석, 황동석 등은 일메나이트의 입자경계면을 교대하고 있다. 일메나이트내에 드물게 세 맥의 적철석 용리구조가 발달하고 있다 (Fig. 10). 이들 광석광물은 각섬석과 접촉하거나 호층을 이루며, 또는 이

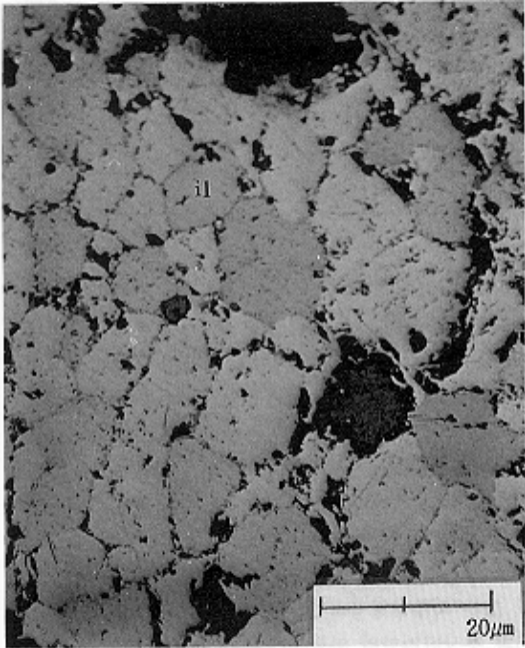


Table 3. Chemical composition of garnets from the Yonchon iron mine.

Sample No.	E-7			E-5			G-1		G-2		S-1
	2	3	5	9	10	17	18	19	26	42	47
Analytical point											
SiO <sub>2</sub>	38.77	38.80	38.59	37.27	37.61	37.21	37.69	37.49	37.67	37.95	38.64
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.01	20.43	20.29	21.70	21.82	21.59	21.79	21.60	21.78	22.18	22.25
FeO	2.46	4.21	3.96	28.67	28.45	29.84	24.54	24.69	25.69	27.29	22.19
MnO	0.26	0.23	0.24	1.08	1.24	1.31	0.57	0.57	0.92	1.13	1.27
MgO	0.01	0.01	0.07	4.17	4.46	3.38	2.38	2.54	2.44	4.31	6.38
CaO	36.03	35.34	35.52	4.95	4.78	4.53	11.51	11.46	10.24	7.24	4.36
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.03	0.01	0.10	0.06	0.02	0.01	0.06	0.03	0.05	0.14
Total	99.61	99.08	98.68	97.98	98.43	98.38	98.55	98.44	98.77	100.15	100.25
Cations per 24 oxygens											
Si	2.93	2.97	2.96	3.00	3.01	3.00	3.01	2.99	3.01	2.97	3.00
Al(IV)	0.07	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
Al(VI)	1.90	1.81	1.80	2.06	2.06	2.05	2.05	2.03	2.05	2.02	2.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>+3</sup>	0.10	0.18	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe <sup>+2</sup>	0.06	0.09	0.06	1.93	1.90	2.01	1.64	1.65	1.71	1.79	1.77
Mn	0.02	0.02	0.02	0.07	0.08	0.09	0.04	0.04	0.06	0.08	0.08
Mg	0.00	0.00	0.01	0.50	0.53	0.46	0.28	0.30	0.29	0.50	0.74
Ca	2.92	2.90	2.92	0.43	0.41	0.39	0.98	0.98	0.88	0.61	0.36
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe*	0.99	0.99	0.98	0.87	0.86	0.89	0.91	0.91	0.86	0.81	0.89
Almandine	1.98	2.85	1.86	65.85	64.98	68.15	55.63	55.50	58.28	60.14	59.85
Pyrope	0.04	0.04	0.26	17.05	18.16	15.59	9.62	10.18	9.87	16.91	25.02
Spessartine	0.55	0.50	0.51	2.52	2.88	3.02	1.30	1.31	2.10	2.52	2.83
Andradite	33.86	25.85	20.30	14.56	13.99	13.23	33.39	33.00	29.75	20.44	12.30
Grossular	63.57	70.76	77.07	0.02	0.00	0.01	0.06	0.02	0.00	0.01	0.01
$Fe^* = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$											

들의 포획체로 산출되기도 한다. 이외의 수반되는 구성광물로 스펀, 인회석, 헤르시나이트가 있고, 2차 일메나이트와 2차 헤르시나이트의 용리구조와 함티타늄자철석의 파쇄대를 따라 생성된 마그헤마이트가 관찰된다. 층상철광체에 수반되는 광석에서 볼조적인 변성구조가 관찰되어 (Fig. 11) 광화작용후 동력변성작용이 진행되었음을 알 수 있다.

**함티타늄자철석의 화학조성**

광석광물의 EPMA분석결과는 Table 4, 5와 같다. 광석광물은 대부분 자철석-올보스피넬 고용체인 함티타늄자철석으로 자철석 성분은 73.1~95.4%이고 올보스피넬 성분은 26.7~4.37%이다. 미량원소로는 MnO (0.04~0.80 wt. %), MgO (0.25~1.84 wt. %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0~0.08 wt. %)가 포

함된다. 함티타늄자철석과 공존하는 일메나이트-적철석 고용체에서 일메나이트의 성분은 88.6~99.71%이며, 적철석의 성분은 1.58~7.10%이다 (Fig. 12). 그리고 미량원소로는 MnO (0.47~0.80 wt. %), MgO (0.11~2.98 wt. %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0~0.55 wt. %)가 포함되어 있다. 철산화물광물의 부성분원소 (Ti, V, Cr, Al, Mg, Mn)들은 광물이 정출한 용액의 분화단계를 지시해 주는데, 분화초기에 형성된 자철석은 많은 양의 이들 부성분원소들을 함유하며 특히 Cr, V 함량이 높다. 본 지역의 자철석의 TiO<sub>2</sub>의 함량은 약 5.0 wt. %로 0.89 wt. %) 이하인 보통 자철석 (Kolker, 1982)에서보다 높게 나타나므로 Titanomagnetite에 해당되고 있다. 일메나이트의 경우 TiO<sub>2</sub>는 45~50%로 함유되어 있다. 연천 철광상의 자철석광물은 TiO<sub>2</sub> 함량이 42.25~51.56%, Total FeO 51.14~43.98%인 일메나이트 계열과 TiO<sub>2</sub> 1.29~6.57%, Total FeO 85.88~77.83%인 함티타늄



Fig. 9. Coexisted titanomagnetite (mt) and ilmenite minerals, A small amount of chalcopyrite (cp) are associated with iron ore minerals.

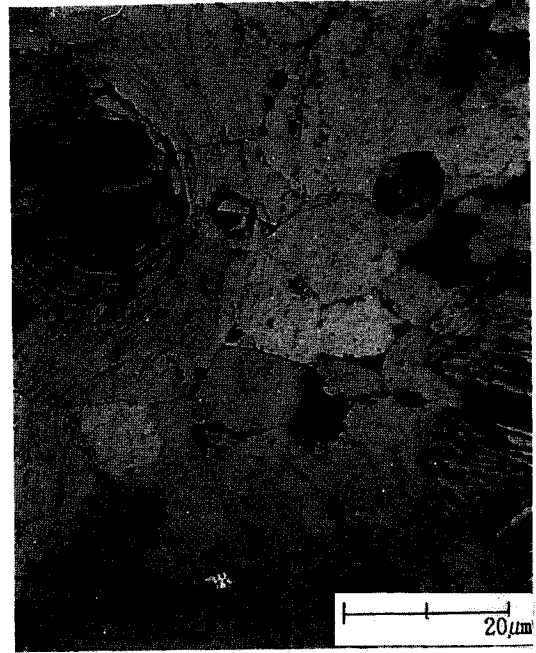


Fig. 11. Ball type metamorphic textures in the banded iron ore.



Fig. 10. Ilmenite (il) with veinlets of hematite (hem) in the massive iron ore.

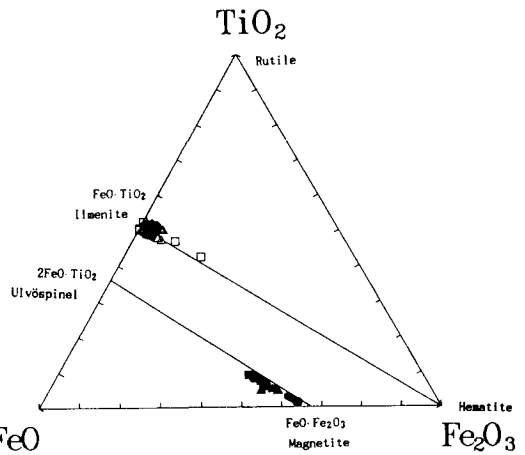


Fig. 12.  $TiO_2$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$  diagram for the titanomagnetite ores from the Yonchon iron mine.  $\Delta$ ; ilmenite ore in the vicinity of gabbroic rock,  $\square$ ; ilmenite or in the vicinity of skarn orebody,  $\circ$ ; ilmenite from the layered ore,  $\blacktriangle$ ; titanomagnetite ore in the vicinity of gabbroic rock,  $\blacksquare$ ; titanomagnetite ore in the vicinity of calcic skarn,  $\bullet$ ; titanomagnetite from the layered ore body.

자철석 계열의 광물로 구분된다. Table 4, 5의 성분을 Fe-

Ti-O계의  $Fe_2O_3$ - $FeO$ - $TiO_2$  삼각도에 도시하면 연천광상의 철광석광물은 자철석-울보스피넬 고용체와 일메나이트-적철석 고용체 그룹으로 구분되며 광석광물 대부분이 일메



Fig. 9. Coexisted titanomagnetite (mt) and ilmenite minerals, A small amount of chalcopyrite (cp) are associated with iron ore minerals.

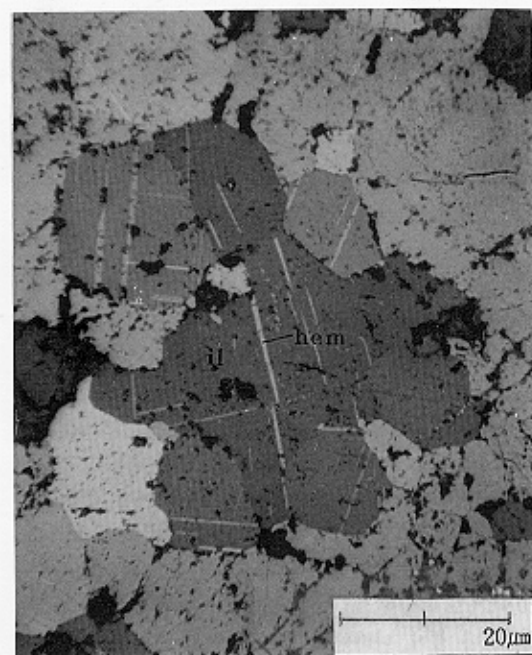


Fig. 10. Ilmenite (il) with veinlets of hematite (hem) in



Table 4. EPMA data of ilmenite from the Yonchon iron mine.

Sample No.	J-5			E-6				E11B				S-2			5			E9A			H-2		
	1	2	3	81	82	84	9	64	62	63	65	68	69	51	53	41	42	43	23	24	25		
Analysis No.																							
SiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.09	0.03	0.06	0.03	0.05	0.06	0.02	0.09	0.10	0.10		
TiO <sub>2</sub>	50.72	50.83	50.83	49.37	49.04	48.99	51.56	49.38	51.05	49.45	49.89	49.69	49.88	48.01	48.97	48.79	49.77	49.30	49.37	49.86	49.75		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.08	0.02	0.24	0.05	0.04	0.14	0.01	0.02	0.04	0.06	0.09	0.00	0.01		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00		
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.49	1.43	1.43	1.59	1.68	1.62	1.47	1.79	1.58	1.67	1.70	1.63	1.63	1.45	1.57	1.64	1.58	1.64	1.62	1.69	1.62		
FeO	45.55	45.08	45.08	43.59	49.87	42.96	43.99	43.26	42.34	43.53	43.51	44.04	44.94	46.76	45.25	44.57	43.41	42.01	41.79	45.73	45.40		
MnO	0.49	0.54	0.54	0.51	0.63	0.56	0.59	0.74	0.56	0.52	0.67	0.80	0.71	0.61	0.73	0.59	0.56	0.47	0.69	0.71	0.77		
MgO	2.01	2.02	2.02	2.05	2.14	2.27	2.06	2.35	2.02	2.10	2.39	0.75	0.90	0.66	0.11	1.11	2.82	2.88	2.98	0.19	0.29		
ZnO	0.00	0.15	0.15	0.00	0.01	0.15	0.00	0.07	0.10	0.08	0.20	0.02	0.04	0.00	0.01	0.16	0.22	0.04	0.11	0.00	0.00		
NiO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.05	0.02	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04		
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00			
Total	100.29	100.15	100.11	97.19	103.44	96.58	99.70	97.63	97.79	97.41	98.61	97.11	98.19	97.68	96.79	95.02	97.48	96.92	96.61	97.82	98.08		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.42	4.03	4.03	3.69	11.32	4.03	2.10	4.29	0.83	3.73	4.14	1.62	2.71	5.96	2.42	2.66	5.84	3.15	3.97	2.55	1.94		
FeO*	41.57	41.45	41.45	40.27	39.68	39.33	42.10	39.40	41.59	40.18	39.79	42.58	42.50	41.39	43.07	42.17	38.15	39.18	38.22	43.44	43.66		
Total*	100.73	100.55	100.51	97.56	104.57	96.98	99.91	98.06	97.88	97.78	99.02	97.27	98.46	98.28	97.03	95.28	98.06	97.24	97.01	98.08	98.28		
Cations per 6 oxygens																							
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01		
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00		
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Fe <sup>+3</sup>	0.17	0.15	0.15	0.14	0.42	0.16	0.08	0.17	0.03	0.14	0.16	0.06	0.10	0.23	0.10	0.11	0.23	0.12	0.15	0.10	0.08		
Ti	1.91	1.91	1.91	1.91	1.81	1.90	1.93	1.89	1.94	1.90	1.89	1.92	1.92	1.88	1.92	1.91	1.88	1.91	1.90	1.91	1.92		
V	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06		
Mg	0.05	0.05	0.05	0.16	0.16	0.18	0.15	0.18	0.15	0.16	0.18	0.06	0.07	0.05	0.01	0.01	0.22	0.22	0.23	0.02	0.02		
Fe <sup>+2</sup>	1.73	1.73	1.73	1.73	1.63	1.70	1.76	1.68	1.76	1.72	1.68	1.84	1.82	1.80	1.88	1.87	1.63	1.67	1.64	1.87	1.87		
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04		
Zn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Xlim	95.44	95.81	95.81	96.04	88.63	95.59	97.81	95.33	99.11	95.99	95.53	98.32	97.22	93.91	97.54	97.24	93.56	96.51	95.54	97.44	98.04		
Xhem	4.56	4.20	4.19	3.96	11.38	4.41	2.19	4.67	0.89	4.01	4.47	1.68	2.79	6.09	2.46	2.76	6.45	3.49	4.46	2.56	1.96		

\*; Recalculated (after Carmichael, 1967).

Table 5. EPMA data of titanomagnetite from the Yonchon iron mine.

Sample Point No.	J-5					E-6					E-11b					S-2					5					E-9a				
	19	21	7	6	19	79	83	66	67	58	59	70	72	75	52	55	45	29	30	33	37	30	33	37	30	33	37			
SiO <sub>2</sub>	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.16	0.09	0.13	0.13	0.07	0.12	0.12	0.18	0.13	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11			
TiO <sub>2</sub>	7.42	8.06	8.15	8.44	8.44	6.87	6.13	5.13	6.56	7.08	4.61	1.41	2.25	1.29	5.70	6.57	5.07	5.90	5.06	6.28	4.48	5.90	5.06	6.28	4.48	5.90	5.06			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.86	3.22	3.87	3.22	2.35	3.03	3.19	2.06	1.76	2.89	1.56	1.09	1.39	1.15	2.71	2.03	1.43	3.17	1.61	3.93	5.39	3.17	1.61	3.93	5.39	3.17	1.61			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.22	0.19	0.12	0.16	0.08	0.07	0.22	0.11	0.08	0.09	0.17	0.14	1.15	0.16	0.17	0.14	1.15	0.16	0.17	0.14			
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.84	0.85	0.94	0.96	0.96	0.94	0.97	0.70	0.72	0.76	0.73	0.78	0.77	0.62	0.63	0.67	0.63	0.73	0.73	0.75	0.70	0.73	0.73	0.75	0.70	0.73	0.73			
FeO	76.31	78.74	81.38	83.47	78.88	77.73	78.65	81.22	78.39	77.84	82.51	86.28	84.83	84.18	82.38	80.62	81.43	81.03	82.34	80.41	81.13	81.03	82.34	80.41	81.13	81.03	82.34			
MnO	0.19	0.31	0.25	0.38	0.28	0.24	0.14	0.29	0.28	0.25	0.25	0.17	0.06	0.09	0.16	0.13	0.18	0.80	0.22	0.31	0.12	0.80	0.22	0.31	0.12	0.80	0.22			
MgO	1.52	0.76	0.74	0.80	0.52	0.82	0.73	0.40	0.72	0.83	0.48	0.30	0.27	0.25	0.27	0.27	0.55	0.98	0.73	1.33	1.84	0.98	0.73	1.33	1.84	0.98	0.73			
ZnO	0.27	0.11	0.20	0.19	0.27	0.09	0.20	0.03	0.12	0.19	0.27	0.26	0.29	0.16	0.02	0.26	0.00	0.19	0.12	0.40	0.38	0.19	0.12	0.40	0.38	0.19	0.12			
NiO	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.09	0.08	0.04	0.09	0.09	0.09	0.02	0.00	0.02	0.03	0.06	0.00	0.05	0.09	0.06	0.00	0.05	0.09	0.06	0.00			
CaO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.05	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00			
Total	92.61	92.17	96.55	97.17	91.83	89.90	90.12	90.27	99.98	90.13	90.79	90.49	90.20	88.16	92.11	90.75	89.55	92.54	91.06	94.70	94.43	92.54	91.06	94.70	94.43	92.54	91.06			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	54.52	46.77	47.01	50.22	46.60	47.62	49.20	52.58	49.23	47.82	54.76	61.70	59.22	60.10	52.08	50.15	53.32	51.64	54.17	50.66	53.64	51.64	54.17	50.66	53.64	51.64	54.17			
FeO*	35.35	36.65	39.07	38.28	36.95	34.87	34.38	33.91	34.10	34.81	33.24	30.77	31.54	30.10	35.51	35.49	33.45	34.56	33.60	34.82	32.86	34.56	33.60	34.82	32.86	34.56	33.60			
Total*	97.38	96.93	101.36	102.26	96.53	94.73	95.12	95.53	93.90	94.97	96.24	96.59	96.08	94.11	97.36	95.77	94.85	97.78	96.46	99.90	99.97	94.85	97.78	96.46	99.90	97.78	96.46			

Sample	Cations per 6 oxygens													
	Si	Al	Cr	Fe <sup>+3</sup>	Ti	V	Mg	Fe <sup>+2</sup>	Mn	Zn	Ni	Ca	Xmt	Xusp
Si	0.03	1.17	0.03	10.32	1.68	0.17	0.68	0.05	0.06	0.01	0.01	0.00	75.09	24.69
Al	2.08	1.34	0.00	10.85	1.87	0.17	0.35	1.13	0.03	0.00	0.00	0.00	74.03	25.74
Cr	0.01	0.00	0.00	11.05	1.98	0.19	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	73.11	26.68
Fe <sup>+3</sup>	10.32	10.85	11.05	10.92	11.31	11.65	12.51	11.89	11.34	12.97	14.67	14.12	14.65	12.13
Ti	1.68	1.87	2.00	1.79	1.98	1.63	1.45	1.22	1.58	1.68	1.09	0.34	0.31	1.33
V	0.17	0.17	0.18	0.19	0.20	0.20	0.20	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.13	0.13
Mg	0.68	0.35	0.33	0.35	0.24	0.39	0.34	0.19	0.34	0.39	0.23	0.14	0.13	0.12
Fe <sup>+2</sup>	8.91	9.45	9.61	9.37	9.62	9.21	9.05	8.97	9.15	9.17	8.75	8.36	8.16	9.19
Mn	0.05	0.08	0.06	0.09	0.08	0.06	0.04	0.08	0.08	0.07	0.07	0.02	0.03	0.04
Zn	0.06	0.03	0.04	0.02	0.06	0.02	0.05	0.01	0.03	0.04	0.06	0.07	0.04	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Xmt	75.09	74.03	71.87	75.18	73.11	77.09	79.77	83.23	78.54	76.94	85.17	95.15	92.25	81.63
Xusp	24.69	25.74	27.91	24.61	26.68	22.57	20.04	16.50	21.19	22.92	14.59	4.60	7.37	18.11



나이트와 함티타늄자철석이다.

### 산소 및 수소 안정동위원소비

연천 함티타늄철광상의 광화용액의 기원, 광화환경을 규명하기 위하여 광체와 관련이 깊은 반려암내의 각섬석과 자철석과 공존하는 각섬석의 산소 및 수소 안정동위원소비와 함티타늄 자철석광물의 산소 동위원소비를 분석하였다. 그리고 주위에 분포하는 관인 흑운모 화강암, 운모편암, 열리구조가 발달하고 있는 반려암, 조립질 반려암 등의 전암의 산소 동위원소비를 분석하였다.

#### 분석방법

암석광물과 자철석의 산소 동위원소비는 진공장치에 니켈반응관에서 20 mg의 시료와 BrF<sub>5</sub>를 550°C에서 12시간 반응 후 추출된 산소를 CO<sub>2</sub>로 변환시켜 질량분석을 실시하였다. 그리고 반려암과 철광체중의 각섬석의 수소 안정동위원소비 분석을 위하여 분리된 각섬석 시료를 이용하여 Suzuoki and Epstein (1976)이 실시한 다음과 같은 방법으로 함수광물에서 수소를 추출하였다. 흡착수체거를 위하여 200°C 진공상태에 2시간 진척리를 실시한 후 1300°C에서 함수광물중의 물을 추출하였다. 탈수소반응중에 발생하는 수소가스는 CuO와 400°C에서 물로 바꾸고 추후 포집된 물은 650°C에서 금속 우라늄으로 환원시켜 수소 가스로 변환시킨 후 질량분석기로 D/H비를 분석하였다.

#### 분석결과

변성암류, 반려암, 화강암과 자철석과 각섬석 등의 산소 및 수소 안정동위 원소비 분석 결과는 각각 Table 6, 7과 같다. 함티타늄자철석의 산소 동위원소비 ( $\delta^{18}O$ )는 +4.5~

+4.7%이다. 부근에 분포하는 선캠브리아기의 연천계 운모편암은 전암의 산소동위원소비가 +10.7%, 관인 흑운모 화강암은 전암의  $\delta^{18}O = +10.2\%$ 이다. 철광체와 관련이 깊은 반려암질암은  $\delta^{18}O = +6.1 \sim +6.7\%$ 로서 일반적인 염기성암의 산소동위원소비 (Taylor, 1974)와도 일치한다. 관인 흑운모 화강암의  $\delta^{18}O$  값은 Kim et al. (1992)의 불국사 화강암류 (+4.0~+8.3%)와 대보화강암류 (+7.0~+10.0%)의 구분에서 대보 화강암류 값의 범위에 들어가 대보 화강암류임을 지시하고 있다. 이는 K-Ar 절대연령 측정결과와도 일치하고 있다.

층상철광체중의 규화된 부분의 석영의  $\delta^{18}O$ 값은 +6.3%로 반려암의 값과 유사하다. 자철석의 산소 동위원소 값은 층상 자철광체나 괴상 자철광체의 경우에서나 비슷한 값을 나타내고 있다.

반려암의 각섬석, 자철광체내의 반려암 Xenolith, 자철광내의 자철석과 공존하는 각섬석 등의 수소 동위원소비 ( $\delta D$ )는 -110.0~-133.0%이고 산소 동위원소비 ( $\delta^{18}O$ )는 +4.5~+6.5%로 비교적 균일한 동위원소 성분을 가진다.

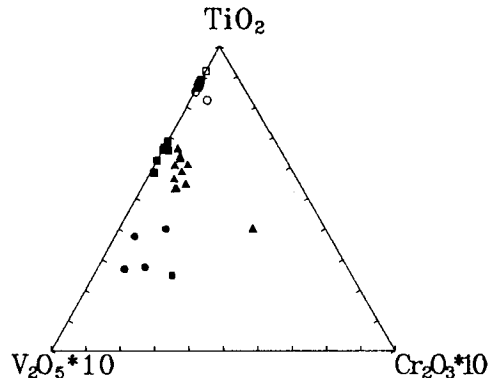


Fig. 13. TiO<sub>2</sub>-V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> plot of magnetite and ilmenite minerals from the Yonchon iron mine. Symbols are the same as in Fig. 12.

Table 6. Oxygen isotopic compositions of magnetite, quartz and granite, schist and gabbroic rocks from the Yonchon iron mine.

Sample No.	Discription	$\delta^{18}O(\text{‰})$	$\delta^{18}O_{H_2O}$
K-1	Biotite granite (Qtz)	+10.2	
C-1	Mica schist (WR)	+10.7	
Y-3	Foliated gabbroic rock (Hornblende gneiss)	+ 6.7	
Y-10	Gabbrioc rock (WR)	+ 6.1	
Y-7	Massive magnetite ore (Ti-Mt)	+ 4.5	+10.6
Y-4	Stratified magnetite ore (Mt)	+ 4.7	+10.8
Y-2	Quartz in stratified magnetite ore (Qtz)	+ 6.3	+ 3.6

$\delta^{18}O_{H_2O}$  values were calculated from isotopic fractionations of Bottinga and Javoy (1973, 1975) and Clayton et al. (1972) at 500°C. Qtz; Quartz, WR; Whole rock, Mt; magnetite, Ti-Mt; Titanomagnetite

Table 7. Hydrogen and oxygen isotopic compositions of hornblende minerals from the Yonchon iron mine.

Sample No.	Description	$\delta D$	$\delta^{18}O$	$\delta D_{H_2O}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$
Y-5	Hornblende in gabbroic rock inclusion in massive magnetite ore	-110.0	+5.7	-87.93	+7.9
Y-8	Hornblende in magnetite ore	-118.9	+6.5	-96.83	+8.7
Y-9	Hornblende in coarse grained gabbroic rock	-133.9	+5.9	-111.83	+8.1
Y-11	Hornblende in fine grained gabbroic rock	-124.9	+4.5	-102.83	+6.7

Isotopic compositions of silicate melt were calculated from the isotopic fractionations of Suzuoki and Epstein (1976) and Bottinga and Jovoy (1973, 1975) at 620°C.

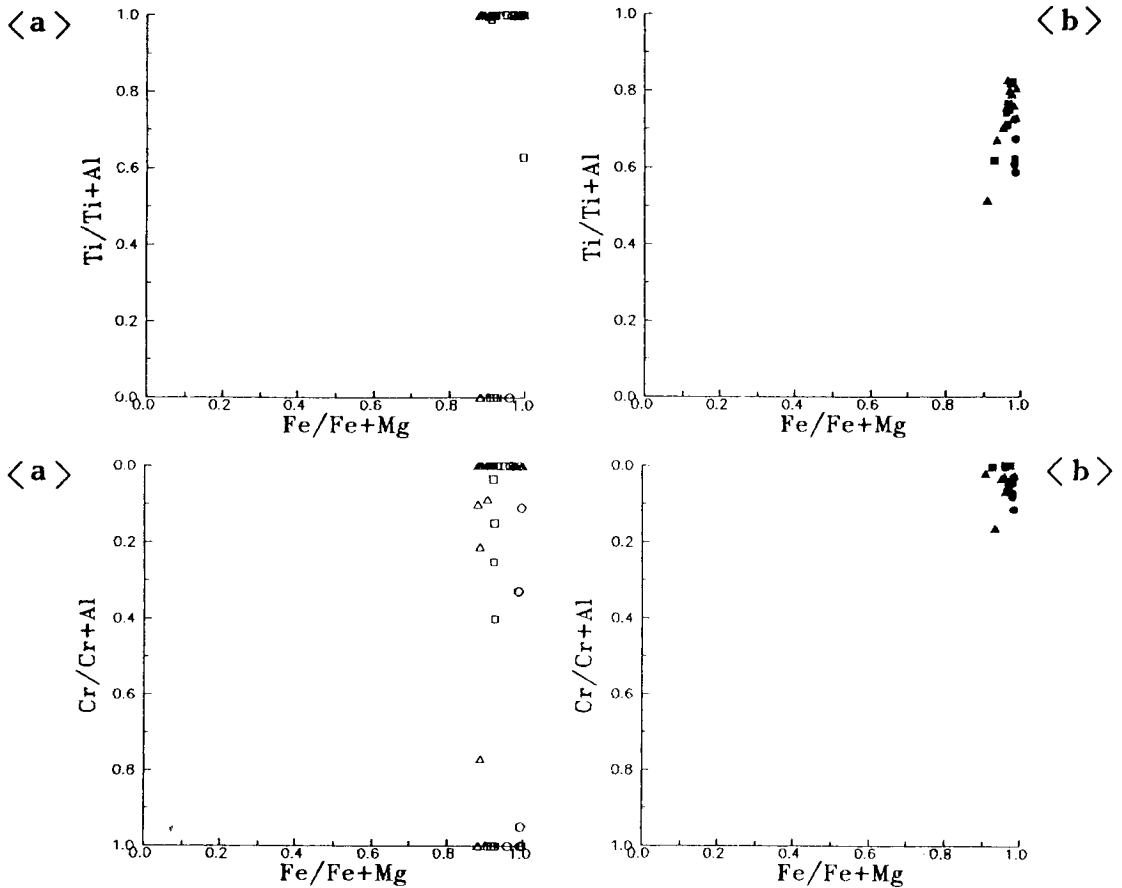


Fig. 14. The variation of ilmenite (a) and titanomagnetite (b) minerals in terms of Cr/Cr+Al and Fe/Fe+Mg from the Yonchon iron ore deposits. Symbols are the same as in Fig.5.

암상이나 산출상태에 관계없이 유사한 동위원소비를 가지는 사실은 생성환경이나 기원이 유사함을 시사하여 준다. 염병우 (1985)에 의한 반려암의 Ilmenite-clinopyroxene 지질온도계에서 반려암의 결정화 온도는 620°C로 자철광화 온도를 500°C 이하로 추정하였다. 이 온도와 Suzuoki and Epstein (1976), Bottinga and Jovoy (1973,

1975), Clayton et al. (1972) 등의 동위원소 분별을 이용하여 계산된 규산염멜트와 광화유체의 수소 및 산소 동위원소비는 Table 6, 7과 같다.

자철광체와 반려암내의 각섬석 형성시의 멜트의 수소 및 산소 동위원소 성분은  $\delta D_{H_2O} = -87.9 \sim -111.6\%$ 과  $\delta^{18}O_{H_2O} = +6.7 \sim +8.7\%$ 의 범위이다. 이값의 산소의 경우

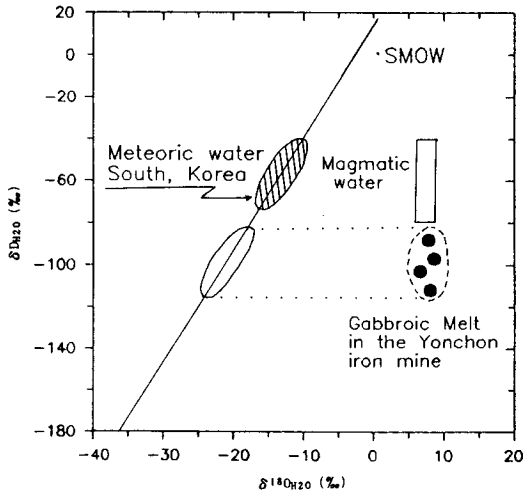


Fig. 15.  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  diagram of hornblende from the Yonchon titanomagnetite ore deposits.

Primary magmatic water 범위에 들어가나 수소의 경우 마그마수보다 가벼운 동위원소를 가지는 영역에 도시된다 (Fig. 15). 이같은 규산염 멜트의 수소 동위원소값은 자철 광화시에 소량의 순환수의 기여가 있었음을 추정할 수 있으며 이 때의 고순환수는 이 지역의 현생 지하수의 동위원소값 ( $\delta D = -65 \sim -70\%$ , 김규한, Nakai, 1988)보다 훨씬 가벼운 고지하수를 가정하지 않을 수 없게 된다. 반려암내의 각섬석과 함티타늄자철광석에 공존하는 각섬석이 대단히 유사한 동위원소값을 가져 이들 모두 동일 기원의 반려암멜트에서 유래된 것으로 해석된다. 또한 일메나이트의 산소동위원소값과 광화온도  $500^{\circ}C$ 에서 계산된 광화유체의 산소 동위원소값은  $+10.6 \sim +10.8\%$ 로 반려암멜트와 유사한 값의 범위를 가져 광화유체와 반려암멜트가 동일기원에서 유래한 산물임을 시사해 주고 있다.

### 결론

1. 연천 함티타늄 자철광상은 선캠브리아기의 변성퇴적암류를 관입한 반려암과 시공간적으로 밀접하게 산출되고 있으며 광체는 반려암체내에 발달하는 맥상 렌즈상 괴상 광체, 변성퇴적암류와 반려암과의 접촉부에 발달하는 스카른형 광체와 반려암의 염리구조와 평행하게 배태된 층상철광체로 구분된다.

광체의 산출상태와 각섬석의 K-Ar 연령에서 연천 함티타늄자철석에 광화작용은 Middle Proterozoic (1021~1468 Ma)에 일어난 것으로 해석된다.

2. 스카른 광물은 주로 휘석, 석류석, 각섬석 등으로

구성되어 있고 각섬석은 Tschermakitic amphibole군에 속하며 각섬석내의  $TiO_2$ 의 함량은  $0.005 \sim 0.069 wt. \%$ 로 대단히 낮다. 휘석은 Salite에 해당된다. 자철광체와 인접한 석회석내의 스카른에서의 석류석은 Grossular (63.57~77.07%), Andradite (20.30~33.86%)로 Grandite 계열에 속하며 반려암체내의 자철광석과 수반되는 석류석은 Almandine이 우세한 Almandine-pyrope계의 석류석으로 철광체와 관련된 석류석은 스카른 광체와 층상철광층 모두 형성시에 탄산염암보다도 반려암질암의 영향을 더 받고 있다.

3. 철광체의 주구성광물은  $TiO_2$  42.25~51.56 wt.%과 Total FeO 51.14~43.98 wt.%인 일메나이트 (Ilmenite) 계열과  $TiO_2$  1.29~6.57 wt.% Total FeO 85.88~77.83 wt.%인 함티타늄자철석 (Titanomagnetite) 계열로 대분되며, 그의 적철석, 스펀과 황동석, 황철석 등의 황화광물이 소량 수반된다.

4. 반려암 및 자철광체와 공존하는 각섬석의  $\delta D = -110.0 \sim -133.9\%$ ,  $\delta^{18}O = +4.5 \sim +6.5\%$ 로 대단히 균일한 동위원소비를 가지며 자철광체와 반려암내의 각섬석 형성시 규산염 멜트의 수소 및 산소 동위원소비는  $\delta D = -87.9 \sim -111.8\%$ 과  $\delta^{18}O = +6.7 \sim +8.7\%$ 로 소량의 순환수가 유입된 마그마수 기원으로 해석된다. Titanomagnetite에서 계산된 광화유체의  $\delta^{18}O$  값도  $+10.6 \sim +10.8\%$ 로 반려암멜트와 유사한 값을 가진다.

5. 광체의 생성은 동일지역에서 산출되는 자철광체내에 반려암질암 또는 화강암질암의 포획암이 산출되고 반려암질암이 보통의 반려암보다  $TiO_2$ 의 함량이 2.14 wt.% 정도 높게 나타는 점에서 광화유체의 기원을 광체를 배태하고 있는 반려암질암에 둘 수 있으며, 광체와 수반되는 석류석의 성분이 반려암체의 것에 영향을 받고 있는 점도 이를 뒷받침하여 주고 있다. 반려암의 관입시기, 암석화학, 자철광체의 산출상태, 자철석광물과 각섬석 및 스카른 광물의 광물화학 및 안정동위원소비의 특징에서 연천 함티타늄자철광상의 철광화작용은 선캠브리아기의 고농도의 함티타늄 반려암멜트에서 규산염멜트와 함티타늄자철석멜트의 불혼화로 형성된 정마그마 기원의 광상으로 해석이 된다.

### 사사

본 연구는 전략광물자원 연구센터의 연구비에 의해 이루어졌다. 야외 조사시에 현장안내 및 항내조사시에 협조하여 주신 광업소 소장의 여러분께 감사한다. 그리고 안정동위원소비분석시 협력하여 주신 일본 도야마대학 지

구과학과 미즈다니 교수와 사다케 교수께 사의를 표한다. 원고 정리를 도와준 대학원생 박성숙, 신유희 양에게 감사한다.

### 참고문헌

- 김규한, Nakai, N. (1988). 남한의 지하수 및 강수의 안정동위원소 조성. 지질학회지, 24권, p. 39-46.
- 김규한, 이현주 (1993). 연천 고남산지역에 분포하는 반려암질암의 암석화학과 관입시기. 광산지질.
- 대한광업진흥공사 (1990) 한국의 광상, 12호, 502-503, 529-530.
- 염병우 (1985) 경기도 연천군 관인면 지역에 분포하는 각섬암과 이와 관련한 함티탄철광상의 암석지구화학적 특징 연구. 서울대학교 석사학위논문.
- 윤석규 (1983) 태백산광화대 연화-거도광산에 있어서의 스퀴린과 광석광물의 수반관계 및 상평형. 광산지질, 16권, p. 1-10.
- 장호완, 염병우, 박노영 (1987) 고남산 함티탄자철광상의 모암인 알카리반려암질암의 암석화학적 연구. 광산지질, 20권, p. 85-95.
- Bookstrom, A. A. (1977) The magnetite deposits of El Romeral, Chile. Econ. Geol., v. 72, p. 1101-1130.
- Bottinga, Y. and M. Javoy (1973) Comments on oxygen isotope geothermometry. Earth. Planet. Sci. Lett., v. 20, p. 250-265.
- Bottinga, Y. and M. Javoy (1975) Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. Rev. Geophysics Space Physics, v. 13, p. 401-418.
- Choi, S. G. (1983) Skarn evolution, and iron-tungsten mineralization and the associated poly metallic mineralization at the Ulsan mine, Republic of Korea. Ph.D. Thesis, Waseda Univ. No. Koh 627.
- Clayton, R. N., O'neil, J. R. and Mayeda, T. K. (1972) Oxygen isotope fractionation between quartz and water. J. Geophys. Res., v. 77, p. 3057-3067.
- Collins, L. G. (1969) Regional recrystallization and the formation of magnetite concentrations, Dover magnetite district, New Jersey. Econ. Geol., v. 64, p. 17-33.
- Davidson, A. and Wyllie, P. J. (1965) Zoned magnetite and platy magnetite in Cornwall type ore deposits. Econ. Geol., v. 60, p. 766-771.
- Frietsch, R. (1978) On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. Econ. Geol., v. 73, p. 478-485.
- Kim, K. H., Satake, H. and Mizutani, Y. (1992) Oxygen isotopic compositions of Mesozoic granitic rocks in South Korea. Mining Geol., v. 42, p. 311-322.
- Kolker, A. (1982) Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. Econ. Geol., v. 77, p. 1146-1158.
- Laird, J. and Albee, A. L. (1981) Pressure, temperature and time indicator in mafic schist. Am. J. Sci., v. 281, p. 127-175.
- Lundberg, B. and Smaelle, J. A. T. (1979) Painirova and Merntainen iron ores: Two deposits of the Kiruna iron ore type in Northern Sweden. Econ. Geol., v. 74, p. 1131-1152.
- Mackin, J. H. (1968) Iron ore deposits of the Iron Springs district, South west Utah. J. D. Ridge. Ed., 992-1019.
- Meinet, L. D. (1984) Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada. Econ. Geol., v. 79, p. 869-882.
- Suzuoki, T. and Epstein, S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 40, p. 1229-1240.
- Taylor, H. P. Jr. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. Geol., v. 69, p. 843-883.
- Yang, D. Y. (1991) Mineralogy, petrology and geochemistry of the magnesian skarn-type magnetite deposits at the Shinyemi mine, Republic of Korea. Ph.D. Thesis, Waseda Univ., Japan.

1993년 11월 16일 원고접수