

볼음도 자철광상의 초염기성-염기성암과 티타늄자철광석의 광물 및 지구화학적 연구

김규한* · 황수진*

Mineralogical and Geochemical Studies of Titaniferous Iron Ores and Ultramafic to Mafic Rocks from the Boreumdo Iron Ore Deposits, South Korea

Kyu Han Kim* and Soo Jin Hwang*

ABSTRACT: Lens shaped and stratiform titanomagnetite orebodies in the Boreumdo iron mine are closely associated with amphibolite which intruded into Precambrian metasediments. Mineralogical and petrochemical analyses of amphibolite and titanomagnetite ores were carried out in order to interpret the origin of amphibolite and the genesis of titanomagnetite ore deposits. Amphibolites belong to orthoamphibolite in terms of Niggli value and mineralogy, and are characterized by the occurrence of relict olivine. The amphibolites responsible for titanomagnetite mineralization have extremely high content of TiO_2 , ranging from 2.12 to 4.59 wt.% with the average value of 3.43 wt.%. Amphibole minerals in amphibolites are consist mainly of calcic amphiboles such as hornblende, ferroan pargasitic hornblende and tremolite. Most plagioclases belong to andesine (An_{30-50}). The metamorphic temperature and geobarometric pressure which are calculated by the calcic amphibole-plagioclase geothermometer and calcic amphibole geobarometer are estimated to be $537^{\circ}C \sim 579^{\circ}C$ (avg. $555^{\circ}C$) and 2.9~6.6 kbar (avg. 4.5 kbars), respectively. It shows a typical amphibolite facies. Based on the mineral chemistry and petrochemistry of amphibolites and iron ores which are composed mainly of titanomagnetite and ilmenite in the Boreumdo iron mine, the titaniferous oxide melts could be immiscibly separated from the titaniferous ultrabasic magma. The genesis of the Boreumdo titanomagnetite ore deposits are analogous to the Soyeonpyeongdo and Yonchon iron ore deposits in terms of their mineralogy, mineral chemistry and geologic setting.

서 론

한반도에 분포하는 철광상중 연천, 포천, 양양, 홍천, 서산, 소연평도, 볼음도 철광상은 선캄브리아기의 변성암 지층내에 발달하고 있으며 철광체가 염기성 암류나 각섬암류와 밀접하게 산출되고 있다. 특히 연천 고남산, 소연평도, 볼음도 지역의 철광상은 모두 선캄브리아기의 경기 변성암복합체 지층내에 분포하며 티타늄의 함량이 높게 나타나는 함티타늄 자철광상이다. 연천 고남산 지역의 함티타늄 자철광

상은 원생대의 알칼리 반려암질암과 밀접히 관련된 정마그마광상으로 해석되었고 (김규한, 이현주, 1994, 김규한외, 1994), 소연평도의 함티타늄 자철광상은 고생대의 각섬암을 모암으로 하는 정마그마 광상으로 보고되었다 (김규한, 이정은, 1994). 위치적으로 이 두 지역의 중간위치에 분포하는 강화도 부근의 볼음도 지역의 함티타늄자철광상은 상기 자철광상과 지질, 광상학적으로 유사하게 변성퇴적암 지층을 관입한 각섬암질암내에 렌즈상 또는 층상으로 배태되어 있다.

볼음도 함티타늄 자철광상에 대해서는 주로 탐광을 위주로 한 조사연구 (대한광업진흥공사, 1980; 광상시추조사보고서, 1987)가 수행되었을뿐, 현재까지 본 광

* 이화여자대학교 과학교육과 (Department of Science Education, Ewha Womans University, Seoul 120-750 Korea), E-mail: kyuhan@mm.ewha.ac.kr

상의 성인과 모암에 대한 지질학적 및 암석지구화학적 연구는 수행된 바가 없다.

따라서 본 연구에서는 볼음도에 분포하는 함티타늄 자철광상의 모암인 각섬암질암의 기원과 자철광체의 성인을 규명하기 위하여 야외지질조사, 광석과 각섬암의 지구화학적 연구, EPMA를 통한 광물화학적연구 등을 실시하였다. 또한 연천, 소연평도 철광상의 선행 연구결과와 비교 검토함으로써 볼음도 함티타늄 자철광상의 생성환경과 광물화학적 특성 및 성인을 규명하고자한다.

각섬암의 주성분원소, 미량원소 및 희토류원소분석은 영국 런던대학교 Royal Holloway and Bedford New College에 의뢰하여 ICP (Inductively Coupled Plasma)법으로 실시하였다. 분석오차는 5% 내외이다. 규산염광물 및 광석광물의 전자현미분석은 서울대학교 지질학과와 고려대학교 전략광물자원 연구센터에서 각각 실시하였으며 분석오차는 2%내외이다.

광상부근의 지질

지질각본

볼음도 섬 전체의 지질은 주로 선캠브리아기 변성퇴적암류인 화강편마암, 흑운모편마암, 안구상편마암 등의 편마암류로 구성되어 있다 (Fig. 1). 이들 지층내에 부분적으로 규암과 석회규산염화된 대리암이 협재되어 있다. 자철광체는 이들 편마암류의 하부에 변성암류의 편리와 평행하게 관입한 각섬암질암에 수반된다. 그리고 염기성 및 산성암맥류가 관찰된다.

편마암류

화강편마암, 흑운모편마암, 안구상 편마암으로 대표된다. 회색 내지 회백색의 화강편마암은 섬의 중서부일대에 넓게 분포하며 편마구조가 잘 발달하는 부분과 광물의 입자배열이 비교적 화강암에 가까운 부분으로 구분된다. 특히 볼음도 셋말부근에서는 안구

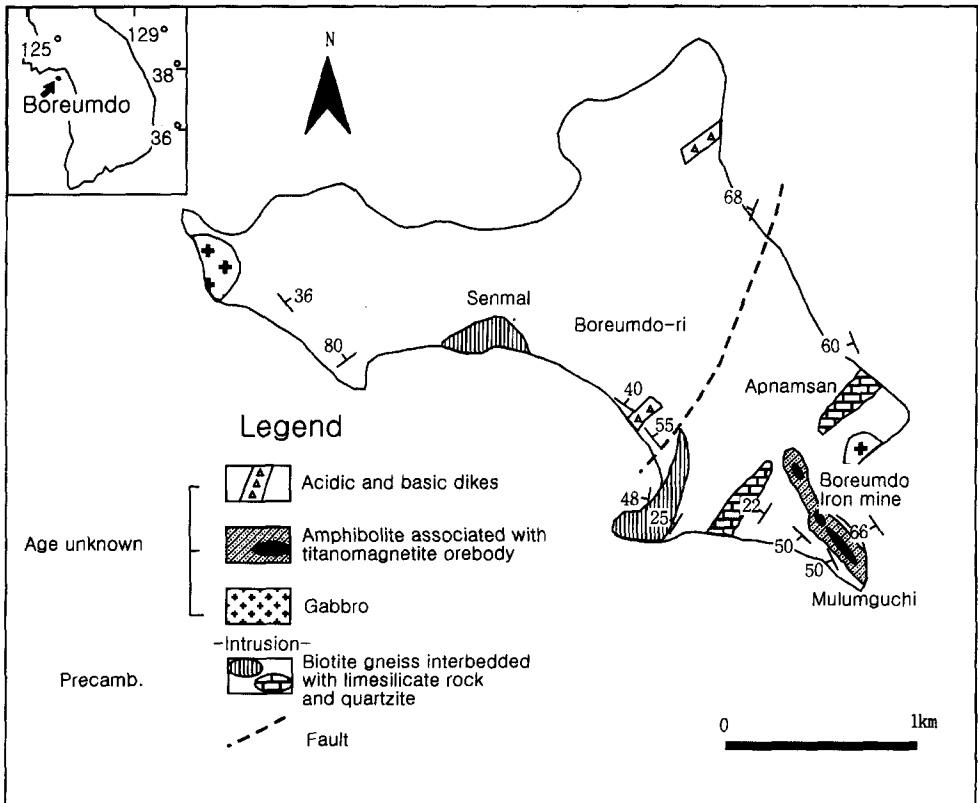


Fig. 1. Geologic map in the vicinity of the Boreumdo titanomagnetite ore deposits.

상구조가 잘 발달하고 있다. 볼음도리 남부 소곶일대 편마암류의 주향과 경사는 N32°-85°E, 30°-48°NW이다.

본암류의 구성광물은 주로 석영, 사장석, 정장석, 흑운모, 녹니석 등으로 구성되어 있으며 특히 석영이 우세하다. 석류석이 소량 관찰되나 후퇴변성작용 (retrograde metamorphism)에 의해 견운모화된 것이 보인다. 광상부근의 편마암에서는 각섬암과 광화작용의 영향으로 유색광물의 양이 높게 나타나고 있다.

석회규산염암

본 암은 앞남산 부근과 자철광체가 위치하고 있는 57.3m 고지 서측 해변가 변성암 지층 내에 소규모로 협재되어 나타나며 심한 습곡을 형성하고 있기도 한다. 회색 내지 회백색의 대리암을 원암으로 하는 석회규산염암의 주향은 N 30°~35°E, 경사는 22°~25°NW이다. 섬의 동남부인 물염구지부근과 앞남산 해변가에 소규모 규화된 대리암의 노두에서는 규회석이 다량 관찰된다.

각섬암

각섬암은 섬의 동남부인 물염구지 부근에 편마암류 지층의 주향과 거의 평행하게 관입분포하고 있다. 본 암은 함티타늄 자철광체를 배태하고 있는 모암으로서 하부 변성암지층과의 경계가 뚜렷하나 광체 규모는 불분명하다.

각섬암질암은 구성광물의 입도와 편리의 유무에 따라 조립질각섬암, 중립질각섬암, 편마상각섬암으로 구분되며, 광체와 인접하여 감람석을 함유하고 있는 함감람석 각섬암질암이 산출된다. 대체적으로 각섬암에는 엽리구조가 발달하고 있는데 노두의 최하부에 산출되는 편마상각섬암에서는 엽리구조가 변질규암지층의 층리에 평행하게 발달하고 있다. 각섬암질암은 편리구조가 잘 발달하고 있으며 그의 주향과 경사는 N30°~50°W, 50°~66°SW이다. 본암내에는 함티타늄 자철광체가 층상 또는 렌즈상으로 단속적으로 발달하고 있다.

각섬암질암의 산출상태

함티타늄 자철광체를 배태하고 있는 녹회색의 각섬암질암은 대체로 편마암류로 구성된 변성암의 지층과 조화적으로 산출된다. 본 암은 주로 각섬석과 사장석으로 구성되어 있으며 부수적으로 녹니석, 흑운모, 스

펜, 인회석 그리고 불투명광물 등을 수반하고 있다. 편리의 발달이 양호하며 자철광체부근의 각섬암일수록 유색광물의 함량이 높은 반면, 광체에서 멀어질수록 그 양이 적어지고 장석의 양이 증가하는 경향을 보인다. 본 지역의 각섬암질암은 입자의 크기와 조직에 따라 (1) 조립질 각섬암, (2) 중립질 각섬암, (3) 광체 접촉부의 함감람석 각섬암질암으로 구분되며, 이들 각각 사이에는 암상이 점이적인 변화를 나타내고 있다.

(1) 조립질 각섬암 : 자철광체에서 다소 떨어진 곳에 분포하는 조립질 각섬암은 주로 1 mm 내외 크기의 등립질 각섬석과 다량의 사장석으로 이루어져 있다. 녹색 내지 황갈색의 간섬색을 보이는 각섬석은 두 방향 조개짐이 뚜렷하며 높은 Na함량으로 인해 육안으로는 갈색을 많이 띠고 있다. 대부분의 사장석은 반자형 내지 타형으로 산출되며 알바이트 쌍정이 잘 관찰된다. 소량의 흑운모내에는 pleochroic halo를 갖는 방사성광물 제어콘이 미세한 결정으로 산출되며 육각형 모양의 자형에 가까운 인회석과 소량의 불투명 광물이 관찰된다.

(2) 중립질 각섬암 : 광체 주위의 각섬암은 주로 중립의 각섬석으로 구성되어 있으며 각섬석은 0.5~0.8 mm 내외의 균일한 크기를 갖는다. 신장된 각섬석이 일정한 방향성을 잘 나타내고 있는 것이 관찰된다. 각섬석 사이를 충전하고 있는 광물은 녹니석과 견운모로서 녹니석이다. 운모류가 부분적으로 녹니석으로 변질되어 있다. 견운모는 사장석의 쌍정방향을 따라 발달하고 있으며 복굴절률이 높은 스펀이 각섬석의 결정 경계부위에 밀집 산출되고 있다.

편마상 각섬암은 광체의 하부에 발달하고 있으며 장석과 석영의 무색광물대와 각섬석과 소량의 흑운모로 구성된 유색 광물대가 엽리구조 내지는 편마구조를 형성하고 있다. 주로 중립의 각섬석으로 이루어졌으며 각섬석 결정면의 벽개면을 따라 분포하고 있는 소량의 흑운모는 각섬석 후의 변성 산물로 보인다.

(3) 함감람석 각섬암질암 : 광체와 인접한 각섬암질암 내에는 0.3 mm 이하의 세립질 각섬석이 타형으로 산출되지만 전반적으로 신장된 각섬석 결정들이 일정한 방향성을 잘 나타내고 있다. 조립의 감람석 결정들이 많이 관찰되며 결정 경계부와 결정내 틈을 따라 녹니석과 사문석의 세맥이 발달하고 있다 (Fig. 2a). 이러한 감람석의 존재는 함티타늄 자철광상과 각섬암을 형성한 염기성 마그마가 분화되면서 일련의 각섬석 분결 (olivine segregation)층을 형성하였고 이후 대부분의 감람석이 열수 변질되어 다음과 같이 사문석화 (serpentinization) 되었으나 일부가 잔존된 것으로 볼 수 있다.

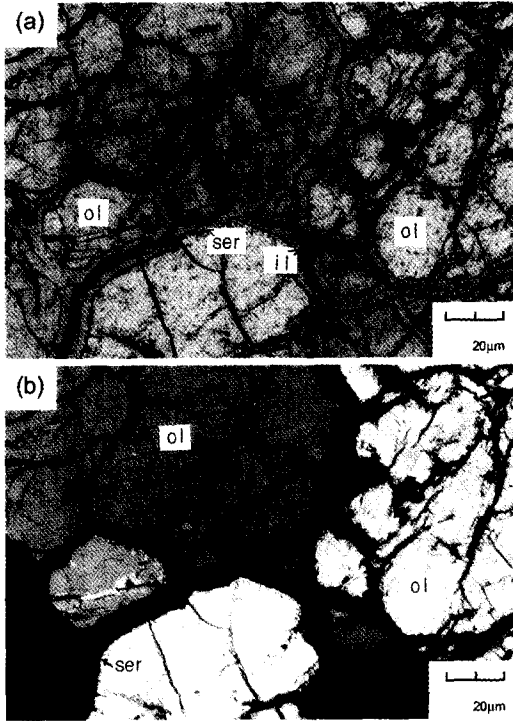
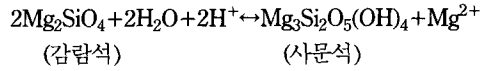


Fig. 2. Photomicrographs showing the occurrence of olivine in olivine-bearing amphibolite. Olivine grains with inclusions of serpentine and ilmenite (a), olivine with microveinlets of serpentine (b).



더욱이 감람석 결정의 정체면이나 감람석내의 틈을 따라 열수변질작용에 의해 사문석화가 진전되었으며 변질과정에서 형성된 불투명 광물이 결정 경계부에 형성된 사문석 세맥의 중심부에 띠를 이루고 있다 (Fig. 2b). 이 불투명 광물은 주로 일메나이이트이다. 티타늄 광화작용은 주로 염기성 마그마의 분화가 진전됨에 따라 각섬암을 형성한 규산염 성분으로부터 불혼화 과정으로 Fe-Ti 산화물이 분리된 것으로 해석된다. 그리고 소량의 합티타늄 자철석은 열수변질과정에서 2차적으로 분리되어 자철석 광물이 부화된 부분도 관찰된다.

각섬암질암의 암석화학

합티타늄 자철광상의 모양인 각섬암질암의 주성분원소에 대한 화학분석 결과와 재계산된 Niggli값은 Table 1과 같다. 분석 시료를 암상에 따라 크게 자철광체와 인접하여 감람석을 함유하고 있는 함감람석 각섬암질암과 광체주변의 각섬암으로 구분하였고 후자의 것을 입도에 따라 (1) 조립질 각섬암 (시료번호 : B20), (2) 중립등립질 각섬암 (시료번호 : B2, B7, B8, B9, B27), (3) 함감람석 각섬암질암 (시료번호 : B4, B10, B12,

Table 1. Chemical composition and Niggli value of amphibolite from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits (unit in wt%).

| Sample/No. Elements | B2 | B4 | B6 | B7 | B8 | B10 | B12 | B15 | B16 | B20 | B27 | B9 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 41.93 | 46.15 | 50.32 | 41.42 | 41.07 | 50.73 | 46.75 | 48.71 | 47.63 | 48.7 | 41.83 | 48.73 |
| TiO ₂ | 3.12 | 0.80 | 0.78 | 3.61 | 4.59 | 1.22 | 1.72 | 1.71 | 0.86 | 2.12 | 4.46 | 2.65 |
| Al ₂ O ₃ | 12.18 | 1.05 | 8.41 | 12.86 | 12.6 | 4.17 | 0.99 | 4.51 | 1.71 | 13.64 | 12.55 | 13.98 |
| Fe ₂ O ₃ | 18.25 | 21.48 | 12.44 | 16.9 | 18.11 | 15.1 | 21.71 | 12.95 | 18.25 | 15.4 | 18.35 | 12.16 |
| MnO | 0.31 | 0.21 | 0.19 | 0.22 | 0.32 | 0.16 | 0.22 | 0.15 | 0.17 | 0.22 | 0.33 | 0.14 |
| MgO | 7.42 | 26.15 | 14.28 | 8.19 | 7.1 | 19.59 | 25.85 | 17.97 | 25.05 | 6.4 | 6.23 | 6.54 |
| CaO | 14.67 | 3.82 | 11.17 | 13.34 | 12.04 | 8.16 | 2.46 | 13.19 | 5.88 | 10.21 | 11.99 | 11.65 |
| Na ₂ O | 0.96 | 0.14 | 1.46 | 1.57 | 1.4 | 0.54 | 0.12 | 0.35 | 0.25 | 2.33 | 1.33 | 1.78 |
| K ₂ O | 0.84 | 0.05 | 0.79 | 1.48 | 1.77 | 0.15 | 0.05 | 0.22 | 0.06 | 0.69 | 1.91 | 1.95 |
| P ₂ O ₅ | 0.32 | 0.15 | 0.16 | 0.41 | 1 | 0.18 | 0.13 | 0.24 | 0.16 | 0.29 | 1.02 | 0.42 |
| al | 16.87 | 1.19 | 11.02 | 17.59 | 18.35 | 5.25 | 1.16 | 5.42 | 1.94 | 21.61 | 18.86 | 21.61 |
| fm | 42.74 | 90.64 | 58.09 | 43.51 | 43.64 | 74.76 | 93.3 | 64.79 | 85.39 | 41.72 | 41.99 | 37.87 |
| c | 36.94 | 7.85 | 26.62 | 33.17 | 31.87 | 18.67 | 5.25 | 28.81 | 12.13 | 29.41 | 32.76 | 32.87 |
| alk | 3.45 | 0.32 | 4.27 | 5.72 | 6.14 | 1.32 | 0.3 | 0.98 | 0.54 | 7.26 | 6.39 | 7.79 |
| si | 98.54 | 88.56 | 111.9 | 96.12 | 101.45 | 108.32 | 93.04 | 99.3 | 91.71 | 130.92 | 106.65 | 127.79 |
| ti | 5.51 | 1.15 | 1.30 | 6.3 | 8.53 | 1.96 | 2.57 | 2.62 | 1.25 | 4.29 | 8.55 | 5.23 |
| p | 0.32 | 0.12 | 0.15 | 0.4 | 1.05 | 0.16 | 0.11 | 0.21 | 0.13 | 0.33 | 1.1 | 0.47 |
| k | 0.47 | 0.26 | 0.35 | 0.49 | 0.56 | 0.22 | 0.29 | 0.39 | 0.19 | 0.23 | 0.59 | 0.52 |
| mg | 0.61 | 0.83 | 0.81 | 0.65 | 0.6 | 0.83 | 0.82 | 0.84 | 0.84 | 0.61 | 0.56 | 0.67 |
| si | 113.79 | 101.29 | 117.07 | 122.89 | 124.57 | 105.29 | 101.18 | 103.91 | 102.16 | 129.02 | 125.58 | 131.15 |
| qz | -15.25 | -12.73 | -5.17 | -26.77 | -23.11 | 3.03 | -8.14 | -4.61 | -10.45 | 1.9 | -18.93 | -3.36 |

B15, B16, B6)로 세분하였다.

주성분 원소

암상에 관계없이 각섬암의 SiO₂ 함량은 41.93~50.73%로 모두 52% 미만으로 원암이 염기성암이었음을 시사해주며, 함감암석 각섬암질암과 보통의 각섬암간의 화학조성 변화경향이 약간 상이하다. 기원암은 감

람암일 가능성이 높다. 감람석이 포함된 함감암석 각섬암질암은 MgO 함량이 14.28~26.15 wt.%로 변화가 심하며 MgO 함량이 평균 21.48 wt.%로 높게 나타난다. 이는 마그네슘감람석 (forsterite)가 우세함을 의미한다. 각섬암의 MgO함량은 대부분 10 wt.% 이내로 매우 균질한 분포를 보이며 변질에 영향을 받을 수 있는 Al₂O₃, CaO, K₂O, TiO₂ 등은 MgO에 대하여 부

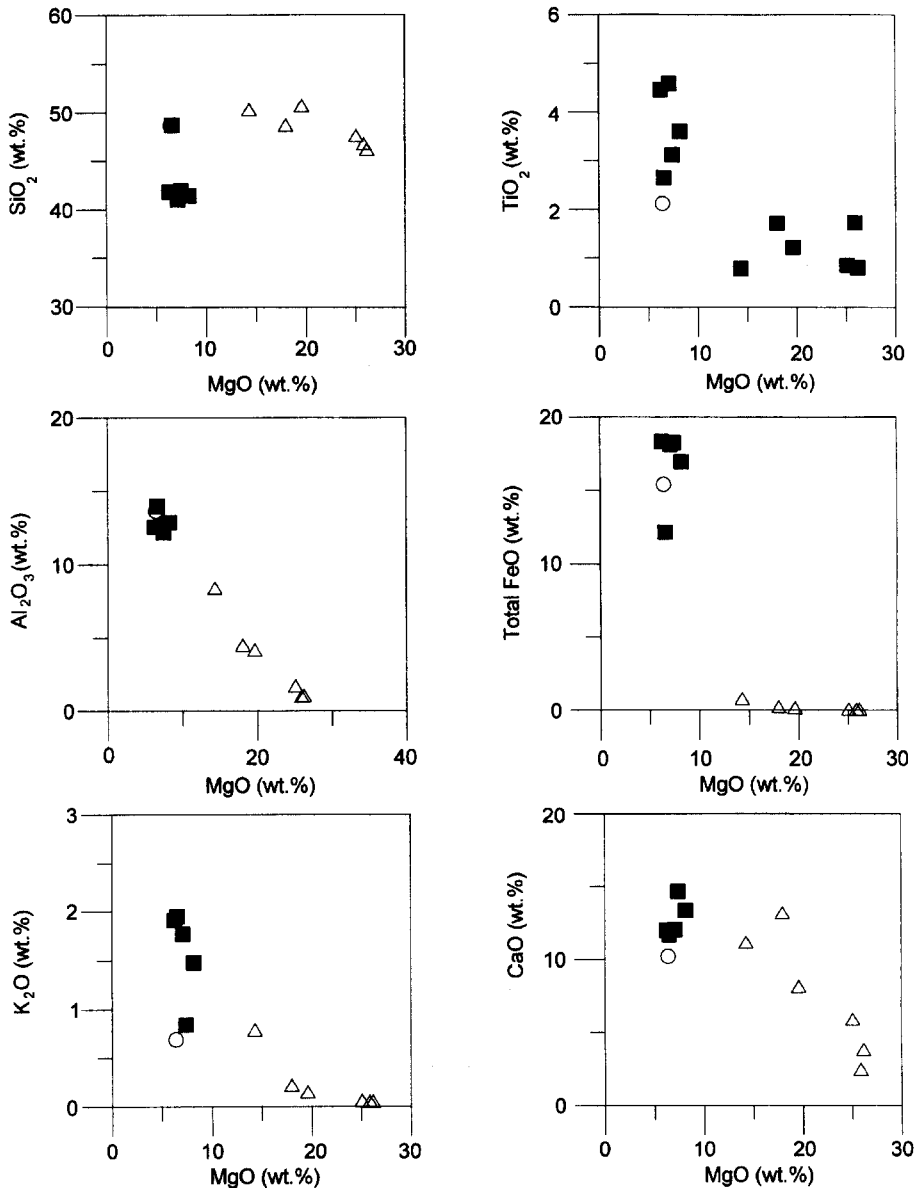


Fig. 3. Major oxide variations against MgO for amphibolites from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits. Open circle=coarse grained amphibolite; filled square=medium grained amphibolite; open triangle=olivine-bearing amphibolite.

(-)의 상관성을 나타낸다 (Fig. 3).

광체와 인접하여 감람석과 함께 산출되는 변질광물인 사문석, 녹니석을 함유하고 있는 함감람석 각섬암질암의 조성변화는 암석의 초기 화학성분이 열수등에 의한 수화작용 (hydration)으로 영향을 받은 것으로 볼 수 있다 (Dostal, 1985). 특히 대조적인 함량 차이를 보이는 TiO_2 는 광체 형성과 관련된 국부적인 열수변질 작용에 의해 광체 부근의 티타늄이 재분산되었음을 의미한다.

각섬암질암의 TiO_2 의 함량은 2.12~4.59 wt.% (평균 3.43 wt.%)로 비교적 TiO_2 함량이 높게 나타난다. 티타늄 자철광체와 수반되어 산출되는 고납산 반러암질암의 TiO_2 함량 (평균 3.46 wt.%, 이현주 1992)과 소연평도 각섬암의 TiO_2 함량 (평균 4.05 wt.%, 이정은 1992)과 유사하게 높은 함량의 TiO_2 를 함유하고 있다.

미량원소 및 희토류 원소

암상이 다른 조립질, 중립질 각섬암과 함감람석 각섬암질암의 미량원소와 희토류원소 (REE)의 분석결과는 Table 2와 같다. 조립 내지 중립질 각섬암은 Ba 77~615 ppm, Cr 17~310 ppm, Sr 213~851 ppm, V 200~415 ppm 으로 타 성분 에 비해 함량이 높다. 광체와 인접한 함감람석 각섬암질암은 특히 Cr의 함량이 91~1087 ppm (평균 472.5 ppm)으로 매우 높으며 V 152~320 ppm, Ni 462~971 ppm 으로 호정

원소 (compatible element)의 함량이 높게 나타난다. V, Ni, Cr과 같은 호정원소들은 변성작용 내지 암석의 변형이 진행되는 동안에도 비교적 고정된 성향을 갖기 때문에 분화에 따른 원소 분배와 원암의 기원을 밝히는데 매우 유용하다 (Knoper *et al.*, 1988). MgO에 대한 미량원소와 희토류원소의 변화경향 (Fig. 4)에서 MgO함량이 증가함에 따른 이러한 호정원소들의 증가 현상은 각섬암의 변성전의 원암에 대한 정보를 제공하여 준다. 일반적으로 원암이 염기성암인 경우 V, Ni, Cr을 높게 함유한다. 본 지역 각섬암의 MgO에 대한 Ni, Co의 함량은 정의 상관성을 나타내고 있어 화성원 염기성암류 (감람암)의 특징을 나타내고 있다. V, Cr은 불규칙한 분포를 나타내고 있다. 더욱이 화학적 성향이 유사한 Ti와 Zr은 Fig. 5에서 Zr과 TiO_2 가 정의 상관성을 나타내어 염기성 마그마의 분화초기 산물임을 의미하여 주고 있다.

불호정 원소임에도 불구하고 함량의 변화가 안정적인 Sr은 본 지역의 경우 213~851 ppm의 광범위한 변화를 나타낸다. 이러한 현상은 변성과정 중 암석-물 간의 상호반응에 의해 Sr이 다른 원소와 교환되었기 때문이며 염기성 원암이 각섬암으로 변성될 때 함수변성 조건하에서 진행되었음을 의미하고 있다. 볼륨도 함 티타늄 자철광상의 모암인 각섬암의 REE 패턴은 대부분의 시료에서 LREE (La, Ce, Nd)의 강한 부화와 함께 Middle REE (Sm, Eu, Dy)를 거쳐 HREE

Table 2. Concentration of trace element and REE in amphibolite samples from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits (unit in ppm).

| Sample No. | B2 | B4 | B6 | B7 | B8 | B9 | B10 | B12 | B15 | B16 | B20 | B27 |
|------------|-----|-----|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|
| Ba | 145 | 36 | 135 | 221 | 390 | 615 | 20 | 21 | 48 | 106 | 77 | 351 |
| Co | 48 | 113 | 61 | 42 | 25 | 38 | 59 | 110 | 57 | 100 | 39 | 24 |
| Cr | 120 | 358 | 1087 | 180 | 17 | 310 | 454 | 199 | 646 | 91 | 121 | 17 |
| Cu | 7 | 4 | 5 | 10 | 36 | 7 | 57 | 4 | 19 | 4 | 29 | 46 |
| Li | 4 | 3 | 3 | 0 | 20 | 14 | 1 | 2 | 1 | 4 | 3 | 6 |
| Nb | 13 | 3 | 7 | 16 | 36 | 29 | 15 | 4 | 17 | 4 | 17 | 36 |
| Ni | 98 | 869 | 644 | 120 | 12 | 179 | 462 | 971 | 556 | 897 | 65 | 11 |
| Sc | 33 | 6 | 13 | 38 | 28 | 21 | 8 | 7 | 24 | 9 | 45 | 29 |
| Sr | 820 | 13 | 65 | 471 | 481 | 851 | 75 | 10 | 51 | 26 | 213 | 447 |
| V | 399 | 219 | 193 | 407 | 329 | 200 | 152 | 320 | 288 | 176 | 415 | 314 |
| Y | 20 | 11 | 5 | 23 | 54 | 25 | 18 | 10 | 22 | 15 | 42 | 54 |
| Zn | 96 | 61 | 190 | 191 | 177 | 85 | 66 | 59 | 78 | 48 | 126 | 186 |
| Zr | 65 | 9 | 19 | 87 | 53 | 43 | 29 | 10 | 46 | 12 | 35 | 56 |
| La | 7 | 10 | 4 | 15 | 61 | 37 | 10 | 8 | 21 | 10 | 18 | 59 |
| Ce | 34 | 16 | 15 | 46 | 136 | 86 | 25 | 11 | 44 | 19 | 43 | 134 |
| Nd | 26 | 3 | 8 | 36 | 98 | 50 | 16 | 4 | 31 | 8 | 27 | 98 |
| Sm | 4.9 | 2.2 | 2.1 | 6.9 | 17.7 | 8.9 | 4.6 | 1.8 | 6.9 | 3.6 | 6.3 | 17.9 |
| Eu | 3.7 | 0.4 | 0.4 | 2.5 | 6.9 | 3.8 | 1.1 | 0.3 | 1.1 | 0.6 | 1.5 | 5.2 |
| Dy | 3 | 1.9 | 0.8 | 4 | 9.9 | 4.3 | 3.1 | 1.7 | 4.1 | 2.8 | 6 | 9.7 |
| Yb | 0.9 | 0.1 | 0.1 | 0.9 | 2.6 | 1.3 | 0.7 | 0.1 | 0.9 | 0.2 | 2.8 | 2.8 |

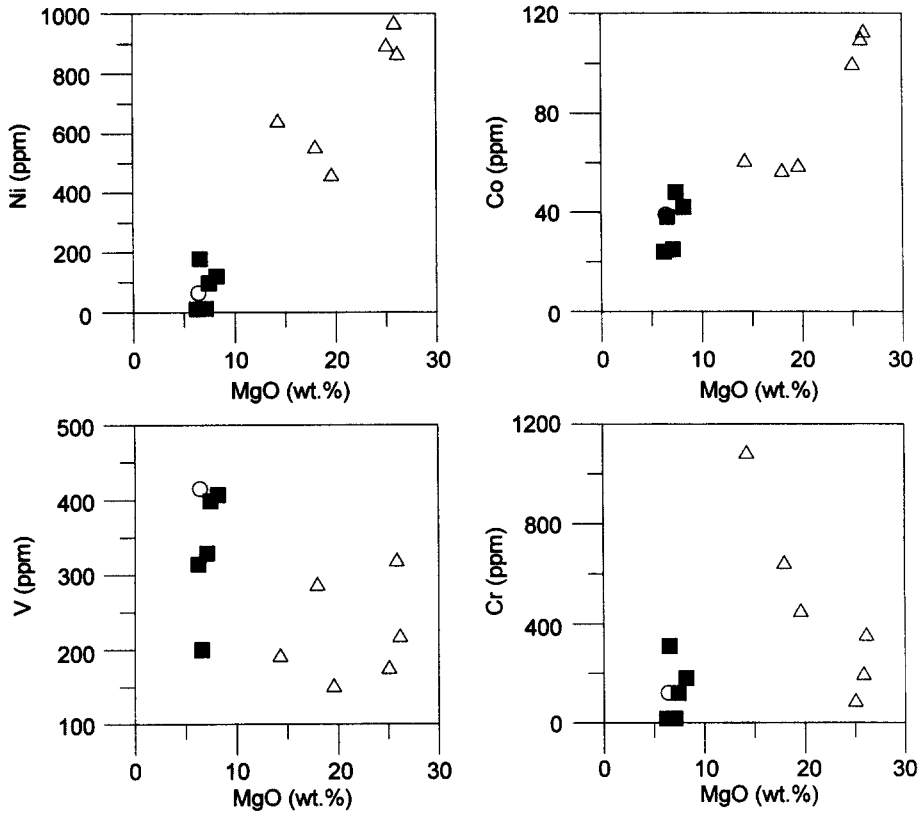


Fig. 4. Plots of MgO vs. trace elements for amphibolites from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits. Symbols are the same as in Fig. 3.

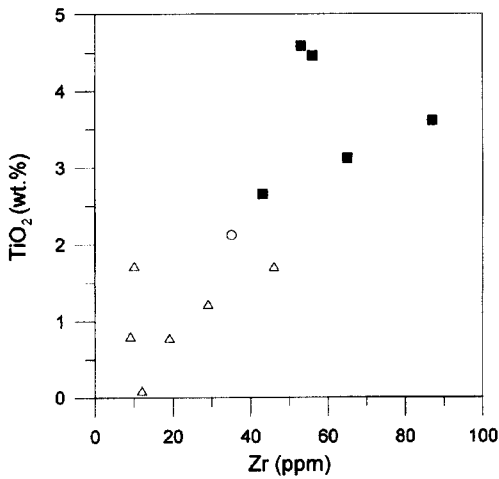


Fig. 5. Plot of TiO_2 vs. Zr in amphibolites from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits. Symbols are the same as in Fig. 3.

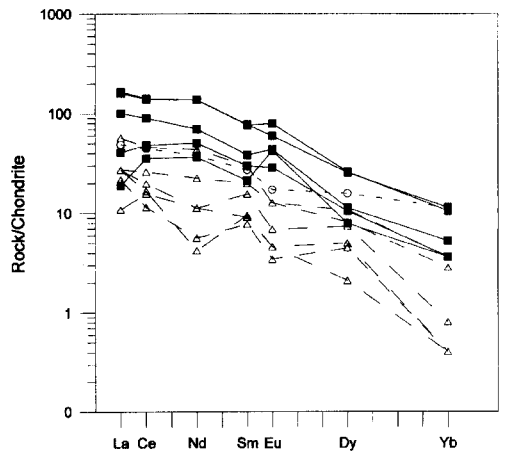


Fig. 6. REE patterns of amphibolites from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits. Symbols are the same as in Fig. 3. REE values are normalized by chondrite (Nakamura, 1974).

(Yb)로 가는 동안 점차로 결핍되는 경향으로 Brooks *et al.* (1982)에 의한 염기성 마그마기원의 각섬암의 REE 패턴과도 유사한 경향을 나타내고 있다 (Fig. 6).

각섬암질암의 광물화학

함티타늄 자철광체를 배태하고 있는 각섬암에 대한 광물화학적 특징과 미량원소분배 관계를 검토하기 위해 각섬암의 구성광물에 대한 전자현미분석 (EPMA)을 실시하였다. 그 결과는 Table 3과 같다.

각섬석

화학분석결과로부터 각섬석의 구조식은 13-CNK방법 (Papike *et al.*, 1974)에 의해 계산된 값과 15-NK방법에 의해 계산된 값의 평균값을 채택하였으며 Fe^{2+} 과 Fe^{3+} 의 구분은 Laird and Albee (1981)의 방법에 의해 재계산되었다.

각섬암내의 각섬석은 B-site의 Na함량이 0.006~0.141, Ca의 함량이 1.734~1.988로 각섬석의 분류

(Leake, 1978)를 적용할 때, 대부분의 시료가 $(Ca+Na)_B \geq 1.34$, $Na < 0.67$, $Ca_B > 1.34$ 인 calcic amphibole group에 속한다. A-site의 함량을 기준으로한 calcic amphibole group의 세분화된 분류에서 $(Na+K)_A < 0.5$ 인 시료의 경우 magnesiohornblende와 Ferro-hornblende 및 actinolite영역에 속하며 $(Na+K)_A \geq 0.5$ 인 경우는 ferro pargasite 내지는 ferroan pargasitic hornblende에 해당된다.

Al^{iv}/A -site occupancy에 의한 분류 (Spear, 1981)와 $Al^{iv}/(Al^{vi}+Fe^{3+}+Ti)$ 에 의한 각섬석군 광물의 분류에서도 본지역의 각섬석은 대부분 보통 각섬석 (hornblende)에 속하고 있다 (Fig. 7a, 7b).

광체와 인접한 함감람석 각섬암질암내의 각섬석은 대부분 tremolite영역에 도시되며 중립질, 편마상 각섬암내의 각섬석은 hornblende의 선형변화경향을 나타내고 있다. 그러나 조립질 각섬암 (시료B27, B7)은 hornblende보다는 pargasite질 각섬석에 가깝다.

각섬석의 Al(vi)함량은 전암 조성과 압력에 의해 좌우되는데 특히 변성정도가 증가할수록 Al(iv)함량에 대

Table 3. Electron microprobe analysis and calculated structural formula of amphibolite from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits.

| Sample No. Point No. | B1 | | | | | | B20 | | | | | | B27 | |
|--------------------------------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| | 1 | 2 | 3 | 5 | 6 | 13 | 14 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 33 | |
| SiO ₂ | 48.38 | 47.11 | 47.79 | 43.5 | 44.84 | 44.07 | 44.64 | 43.85 | 42.97 | 43.45 | 44.8 | 44.77 | 47.18 | |
| TiO ₂ | 0.93 | 1.02 | 1.17 | 1.21 | 1.2 | 1.18 | 1.06 | 1.05 | 1.2 | 1.2 | 1.14 | 1.22 | 0.67 | |
| Al ₂ O ₃ | 6.44 | 6.97 | 6.94 | 10.18 | 8.32 | 9.35 | 8.63 | 8.48 | 11.18 | 10.24 | 9.15 | 9.47 | 6.51 | |
| FeO | 16.49 | 16.54 | 15.97 | 20.54 | 19.71 | 19.26 | 18.56 | 18.84 | 19.31 | 19.42 | 19.26 | 19.28 | 18.36 | |
| MgO | 12.17 | 11.38 | 11.23 | 8.06 | 8.87 | 8.89 | 9.27 | 9.22 | 8.35 | 8.37 | 9.18 | 8.99 | 10.37 | |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.04 | 0.16 | 0.11 | 0.15 | 0.15 | 0.17 | 0.08 | 0.1 | 0.14 | 0.12 | 0.12 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0 | 0.01 | 0.07 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| CaO | 11.1 | 10.91 | 10.73 | 11.05 | 10.88 | 10.95 | 11.15 | 10.8 | 11 | 10.87 | 10.75 | 11 | 11.86 | |
| Na ₂ O | 0.82 | 1.05 | 0.98 | 1.42 | 1.3 | 1.34 | 1.24 | 1.16 | 1.51 | 1.49 | 1.42 | 1.39 | 0.84 | |
| K ₂ O | 0.34 | 0.35 | 0.35 | 0.62 | 0.53 | 0.51 | 0.43 | 0.51 | 0.63 | 0.58 | 0.43 | 0.52 | 0.5 | |
| Total | 96.7 | 95.4 | 95.2 | 96.81 | 95.76 | 95.69 | 95.12 | 94.07 | 96.23 | 95.72 | 96.27 | 96.76 | 96.4 | |
| | Cations per 23 oxygens | | | | | | Cations per 23 oxygens | | | | | | | |
| Si | 7.154 | 7.104 | 7.212 | 6.636 | 6.881 | 6.752 | 6.861 | 6.813 | 6.563 | 6.677 | 6.804 | 6.782 | 7.13 | |
| Al(iv) | 0.846 | 0.896 | 0.788 | 1.364 | 1.119 | 1.248 | 1.139 | 1.187 | 1.437 | 1.323 | 1.196 | 1.218 | 0.87 | |
| Al(vi) | 0.278 | 0.345 | 0.447 | 0.468 | 0.388 | 0.433 | 0.426 | 0.368 | 0.579 | 0.533 | 0.455 | 0.474 | 0.291 | |
| Ti | 0.103 | 0.116 | 0.132 | 0.139 | 0.138 | 0.136 | 0.122 | 0.123 | 0.137 | 0.139 | 0.131 | 0.139 | 0.076 | |
| Fe(+3) | 0.315 | 0.197 | 0.004 | 0.227 | 0.187 | 0.249 | 0.19 | 0.34 | 0.226 | 0.18 | 0.257 | 0.186 | 0.172 | |
| Mg | 2.682 | 2.557 | 2.524 | 1.833 | 2.028 | 2.029 | 2.123 | 2.134 | 1.901 | 1.918 | 2.079 | 2.029 | 2.335 | |
| Fe(+2) | 1.724 | 1.889 | 2.01 | 2.344 | 2.342 | 2.219 | 2.196 | 2.108 | 2.24 | 2.315 | 2.19 | 2.256 | 2.148 | |
| Mn | 0.008 | 0.008 | 0.005 | 0.021 | 0.014 | 0.019 | 0.019 | 0.022 | 0.01 | 0.014 | 0.018 | 0.016 | 0.015 | |
| Cr | 0.003 | 0 | 0.001 | 0.008 | 0.001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Fe(M4) | 0.113 | 0.112 | 0.125 | 0.091 | 0.099 | 0.095 | 0.076 | 0.095 | 0.094 | 0.098 | 0.118 | 0.1 | 0.038 | |
| Ca | 1.759 | 1.762 | 1.734 | 1.806 | 1.788 | 1.797 | 1.837 | 1.797 | 1.799 | 1.79 | 1.749 | 1.785 | 1.919 | |
| Na(M4) | 0.128 | 0.126 | 0.141 | 0.103 | 0.113 | 0.108 | 0.087 | 0.108 | | 0.112 | 0.133 | 0.114 | 0.043 | |
| Na(M4) | 0.107 | 0.18 | 0.144 | 0.316 | 0.273 | 0.291 | 0.281 | 0.24 | 0.34 | 0.331 | 0.284 | 0.294 | 0.202 | |
| K | 0.064 | 0.068 | 0.068 | 0.12 | 0.105 | 0.1 | 0.084 | 0.101 | 0.123 | 0.113 | 0.083 | 0.1 | 0.097 | |

Table 3. Continued.

| Sample No. Point No. | B27 | | | | | | | | B6 | | | | B4 | | | B7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----|
| | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 51 | 53 | 54 | 55 | |
| SiO ₂ | 41.91 | 42.03 | 44.12 | 40.41 | 40.46 | 39.55 | 47.3 | 48.1 | 47.86 | 46.96 | 45.9 | 55.15 | 55.59 | 53.56 | 40.31 | |
| TiO ₂ | 1.56 | 1.51 | 1.2 | 1.85 | 1.71 | 1.79 | 0.49 | 0.45 | 0.48 | 0.45 | 0.56 | 0.09 | 0.05 | 0.16 | 1.3 | |
| Al ₂ O ₃ | 12.03 | 11.72 | 10.04 | 12.28 | 12.19 | 12.15 | 7.96 | 8.22 | 6.85 | 7.37 | 9.01 | 1.72 | 1.74 | 3.37 | 13.62 | |
| FeO | 18.48 | 18.95 | 18.44 | 19.18 | 19.61 | 19.33 | 11.28 | 11.3 | 11.02 | 11.35 | 12.07 | 5.23 | 5.35 | 5.43 | 16.78 | |
| MgO | 8.28 | 8.31 | 9.04 | 7.64 | 7.68 | 7.58 | 14.27 | 14.19 | 14.66 | 14.26 | 13.65 | 20.34 | 20.36 | 19.46 | 8.88 | |
| MnO | 0.09 | 0.07 | 0.09 | 0.13 | 0.2 | 0.22 | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.02 | 0.02 | 0 | 0.05 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0.04 | 0.02 | |
| CaO | 11.45 | 11.46 | 11.54 | 11.91 | 11.73 | 11.61 | 11.64 | 11.64 | 11.87 | 12.05 | 11.9 | 12.33 | 12.42 | 12.3 | 12.07 | |
| Na ₂ O | 1.63 | 1.56 | 1.27 | 1.72 | 1.7 | 1.72 | 1.27 | 1.2 | 1.13 | 1.1 | 1.37 | 0.35 | 0.32 | 0.6 | 2.07 | |
| K ₂ O | 0.85 | 0.79 | 0.77 | 0.92 | 0.9 | 0.86 | 0.46 | 0.55 | 0.45 | 0.47 | 0.64 | 0.05 | 0.01 | 0.05 | 1.07 | |
| Total | 96.27 | 96.41 | 96.49 | 96.04 | 96.17 | 94.8 | 94.7 | 95.72 | 94.37 | 94.05 | 95.16 | 95.28 | 95.87 | 94.97 | 96.18 | |
| Cations per 23 oxygens | | | | | | | | Cations per 23 oxygens | | | | | | | | |
| Si | 6.427 | 6.435 | 6.712 | 6.271 | 6.264 | 6.214 | 7.041 | 7.084 | 7.144 | 7.05 | 6.848 | 7.625 | 7.645 | 7.664 | 6.191 | |
| Al(iv) | 1.573 | 1.565 | 1.288 | 1.729 | 1.736 | 1.786 | 0.959 | 0.916 | 0.856 | 0.95 | 1.152 | 0.167 | 0.155 | 0.336 | 1.809 | |
| Al(vi) | 0.603 | 0.551 | 0.514 | 0.52 | 0.491 | 0.467 | 0.439 | 0.513 | 0.35 | 0.356 | 0.434 | 0.121 | 0.136 | 0.232 | 0.658 | |
| Ti | 0.18 | 0.174 | 0.137 | 0.216 | 0.198 | 0.211 | 0.055 | 0.05 | 0.054 | 0.051 | 0.062 | 0.01 | 0.005 | 0.017 | 0.15 | |
| Fe(+3) | 0.086 | 0.175 | 0.104 | 0.099 | 0.219 | 0.249 | 0.112 | 0.033 | 0.095 | 0.15 | 0.177 | 0.055 | 0.049 | 0.012 | 0.036 | |
| Mg | 1.892 | 1.895 | 2.049 | 1.768 | 1.771 | 1.774 | 3.164 | 3.114 | 3.262 | 3.189 | 3.035 | 4.304 | 4.282 | 4.15 | 2.033 | |
| Fe(+2) | 2.283 | 2.252 | 2.242 | 2.39 | 2.32 | 2.291 | 1.292 | 1.359 | 1.28 | 1.275 | 1.328 | 0.567 | 0.582 | 0.638 | 2.119 | |
| Mn | 0.011 | 0.009 | 0.011 | 0.017 | 0.026 | 0.029 | 0.005 | 0.007 | 0.007 | 0.007 | 0.007 | 0.002 | 0.002 | 0 | 0.007 | |
| Cr | 0.001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | 0 | 0 | 0.005 | 0.003 | |
| Fe(M4) | 0.056 | 0.056 | 0.056 | 0.009 | 0.025 | 0.021 | 0.067 | 0.076 | 0.048 | 0.029 | 0.046 | 0.058 | 0.057 | 0.053 | 0.006 | |
| Ca | 1.881 | 1.88 | 1.881 | 1.98 | 1.946 | 1.954 | 0.856 | 1.837 | 1.898 | 1.938 | 1.902 | 1.876 | 1.879 | 1.885 | 1.986 | |
| Na(M4) | 0.064 | 0.064 | 0.064 | 0.011 | 0.029 | 0.024 | 0.077 | 0.087 | 0.055 | 0.033 | 0.052 | 0.066 | 0.065 | 0.061 | 0.007 | |
| Na(M4) | 0.421 | 0.4 | 0.311 | 0.507 | 0.481 | 0.499 | 0.29 | 0.255 | 0.273 | 0.288 | 0.345 | 0.029 | 0.022 | 0.106 | 0.609 | |
| K | 0.166 | 0.154 | 0.149 | 0.182 | 0.178 | 0.172 | 0.087 | 0.103 | 0.085 | 0.089 | 0.121 | 0.009 | 0.003 | 0.008 | 0.209 | |

Table 3. Continued.

| Sample No. Point No. | B7 | | | | | B10 | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| | 56 | 57 | 58 | 59 | 60 | 61 | 62 | 65 | 66 | |
| SiO ₂ | 40.03 | 39.36 | 40.02 | 39.82 | 53.1 | 53.22 | 48.91 | 45.81 | 52.69 | |
| TiO ₂ | 1.31 | 1.34 | 1.35 | 1.3 | 0.16 | 0.18 | 0.51 | 0.6 | 0.13 | |
| Al ₂ O ₃ | 13.74 | 13.69 | 13.61 | 13.72 | 3.11 | 3.55 | 7.52 | 10.04 | 2.71 | |
| FeO | 17.11 | 16.49 | 17.2 | 17.11 | 7.23 | 7.21 | 8.4 | 8.9 | 6.93 | |
| MgO | 9.15 | 8.63 | 8.9 | 8.9 | 18.83 | 18.63 | 16.49 | 15.49 | 19.06 | |
| MnO | 0.14 | 0.12 | 0.15 | 0.13 | 0.07 | 0.07 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | |
| CaO | 11.95 | 11.88 | 12.08 | 12.08 | 12.03 | 12.45 | 12.28 | 12.34 | 12.16 | |
| Na ₂ O | 2.14 | 2.07 | 2.09 | 2.09 | 0.49 | 0.58 | 1.16 | 1.46 | 0.52 | |
| K ₂ O | 1.05 | 1.01 | 1.09 | 1.11 | 0.1 | 0.08 | 0.27 | 0.39 | 0.08 | |
| Total | 96.66 | 94.62 | 96.53 | 96.26 | 95.11 | 95.95 | 95.58 | 95.06 | 94.34 | |
| Cations per 23 oxygens | | | | | | | | | | |
| Si | 6.109 | 6.146 | 6.132 | 6.118 | 7.623 | 7.596 | 7.104 | 6.73 | 7.622 | |
| Al(iv) | 1.891 | 1.854 | 1.868 | 1.882 | 0.377 | 0.404 | 0.896 | 1.27 | 0.378 | |
| Al(vi) | 0.582 | 0.668 | 0.592 | 0.604 | 0.149 | 0.194 | 0.393 | 0.471 | 0.085 | |
| Ti | 0.151 | 0.157 | 0.156 | 0.15 | 0.017 | 0.019 | 0.056 | 0.066 | 0.014 | |
| Fe(+3) | 0.215 | 0.053 | 0.145 | 0.152 | 0.201 | 0.105 | 0.11 | 0.241 | 0.229 | |
| Mg | 2.082 | 2.008 | 2.032 | 2.037 | 4.028 | 3.962 | 3.568 | 3.391 | 4.109 | |
| Fe(+2) | 1.969 | 2.099 | 2.058 | 2.046 | 0.667 | 0.756 | 0.91 | 0.852 | 0.609 | |
| Mn | 0.018 | 0.016 | 0.019 | 0.017 | 0.009 | 0.009 | 0.004 | 0.006 | 0.007 | |
| Cr | 0.005 | 0.004 | 0.006 | 0 | 0 | 0.001 | 0 | 0 | 0 | |
| Fe(M4) | 0.022 | 0.006 | 0.008 | 0.006 | 0.07 | 0.045 | 0.042 | 0.027 | 0.054 | |
| Ca | 1.953 | 1.988 | 1.982 | 1.988 | 1.85 | 1.904 | 1.91 | 1.943 | 1.884 | |
| Na(M4) | 0.025 | 0.006 | 0.009 | 0.006 | 0.08 | 0.051 | 0.048 | 0.031 | 0.062 | |
| Na(M4) | 0.607 | 0.621 | 0.61 | 0.615 | 0.056 | 0.103 | 0.28 | 0.384 | 0.084 | |
| K | 0.205 | 0.2 | 0.213 | 0.218 | 0.017 | 0.015 | 0.05 | 0.073 | 0.014 | |

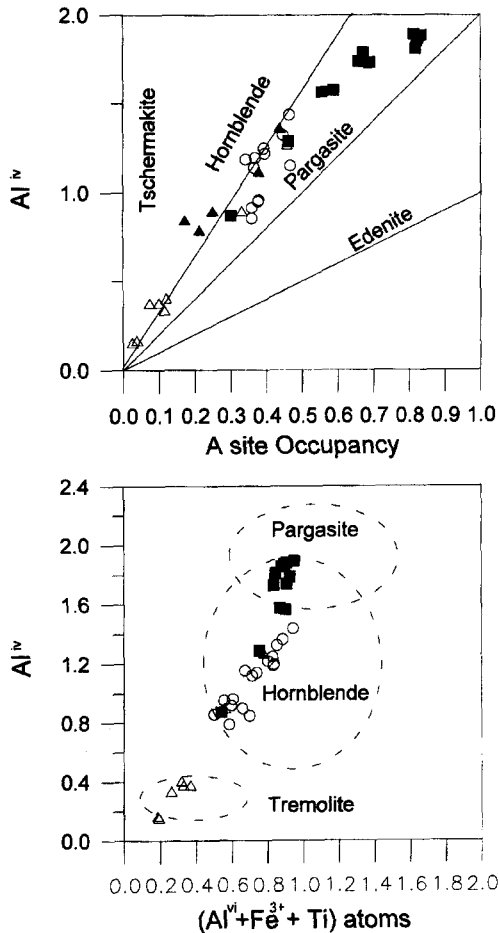


Fig. 7. Chemical variation of calcic amphiboles expressed as the numbers of A site occupancy [(Na+K)_A] and Al^{iv} atoms per formula unit (a) and (Al^{iv}+Fe³⁺+Ti) and Al^{iv} atom per formula unit (b). Symbols are the same as in Fig. 3.

해 비례하는 선형 경향을 나타내고 있다.

일반적으로 Fe, Mg, Ti의 함량은 변성작용 보다는 원암의 조성과 밀접하게 관련되어 있어서 변성도에 따른 변화 폭이 크지 않다 (Hietanen, 1974). 광체와 인접한 함감람석 각섬암질암 (B4, B10)내의 각섬석에서는 Mg/(Fe+Mg)값이 0.67~0.87로 중립질, 편마상, 조립질 각섬암의 0.41~0.57보다 높게 나타난다.

TiO₂함량은 Al(IV)가 증가함에 따라 증가하여 Ti는 각섬석 결정의 A site를 치환하고 있음을 나타내고 있다 (Fig. 8). 중·조립질, 편마상 각섬암의 각섬석내 TiO₂함량은 0.45~1.85 wt.% 로써 우리나라 티탄철석계의 대보 화강암류 각섬석의 TiO₂함량 0.21~1.50 wt.% (조동룡, 1992)와 유사한 성분을 갖는다. 광체와

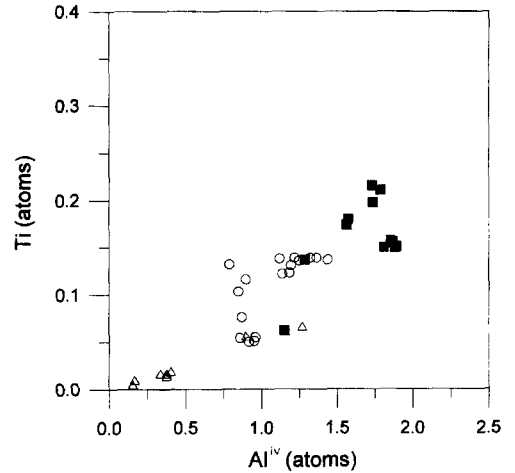


Fig. 8. Plot of Ti vs. Al^{iv} in amphibole of amphibolite from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits. Symbols are the same as in Fig. 3.

인접한 함감람석 각섬암질암의 각섬석내 TiO₂함량은 0.00~0.24 wt.% 로 낮다. 이는 광상 생성시 고티타늄 각섬암으로부터 Ti가 이동되어 일메나이트를 형성했기 때문인 것으로 생각된다.

사장석

사장석의 분석은 조립질 각섬암 (시료 B6, B20)과 편마상 각섬암 (시료 B1)에서 실시하였다. 화학분석 결과와 이를 통하여 재계산된 사장석의 구조식은 Table 4와 같다. Fe는 전체적으로 Fe²⁺로 취급하였다.

현미경하에서 사장석은 각섬석의 벽개면을 따라 반자형 내지 타형으로 산출되며 전형적인 carlsbad-albite twin이 잘 나타난다. 본 각섬암내의 사장석 결정들은 Ab 47.87~58.47%, An 40.85~51.21%, Or 0.44~1.19%로 대부분이 안데신 (An₃₀₋₅₀)에 해당되고 있다.

각섬암의 변성상

볼음도 각섬암은 각섬석+사장석+녹니석+스펜+Fe-Ti산화광물+석영+인회석의 광물조합을 가진다.

각섬석과 함께 산출되는 사장석의 조성은 anorthite 함량이 40.85~51.21 wt.% (An>20) 이다. 각섬암의 주성분이 현무암질 조성에서 유래된 것일 때 각섬석 (Al₂O₃>5%)과 사장석 (An>20)은 각섬암상을 잘 형성함은 잘 알려져 있다 (Liou, 1974).

특히 calcic amphibole내의 Al함량은 심성암의 관입 압력과 직접적으로 관련이 있는 것으로 (Hammar-

Table 4. Electron microprobe analysis and calculated structural formula of plagioclase from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits.

| Sample No Point No. | B1 | | | | B20 | | | | B6 | | | | | | |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--|
| | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 21 | 22 | 23 | 24 | 45 | 46 | 47 | 48 | |
| SiO ₂ | 56.81 | 54.86 | 55.06 | 54.67 | 54.22 | 55.01 | 55.15 | 55.83 | 55.61 | 55.29 | 55.94 | 57.07 | 55.91 | 56.99 | |
| TiO ₂ | 0.01 | 0 | 0 | 0.02 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.03 | 0 | |
| Al ₂ O ₃ | 27.52 | 28.43 | 29.22 | 29.12 | 29.09 | 28.19 | 29.06 | 27.84 | 28.2 | 27.79 | 27.29 | 27.26 | 27.49 | 26.89 | |
| FeO | 0.1 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0 | 0.12 | 0.08 | 0.13 | 0.14 | 0.13 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | |
| MgO | 0 | 0.02 | 0.01 | 0 | 0.01 | 0.03 | 0 | 0 | 0.01 | 0.02 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| MnO | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.07 | 0.01 | 0.02 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.06 | 0 | 0.07 | 0.03 | 0.01 | 0 | 0.02 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| CaO | 9.19 | 10.31 | 10.82 | 10.58 | 10.87 | 9.87 | 10.49 | 9.46 | 9.78 | 9.87 | 9.02 | 8.96 | 9.39 | 8.68 | |
| Na ₂ O | 0.15 | 0.14 | 0.11 | 0.15 | 0.16 | 0.14 | 0.16 | 0.21 | 0.13 | 0.14 | 0.1 | 0.08 | 0.17 | 0.12 | |
| K ₂ O | 6.6 | 5.99 | 5.95 | 5.88 | 5.61 | 6.05 | 5.97 | 6.43 | 6.43 | 6.41 | 6.7 | 7.01 | 6.71 | 6.86 | |
| Total | 100.48 | 99.82 | 101.34 | 100.57 | 100.09 | 99.37 | 100.94 | 99.92 | 100.32 | 99.68 | 99.21 | 100.49 | 99.79 | 99.67 | |
| Numbers of ions on the basis of 32 oxygens | | | | | | | | Numbers of ions on the basis of 32 oxygens | | | | | | | |
| Si | 10.119 | 9.856 | 9.748 | 9.755 | 9.734 | 9.924 | 9.801 | 9.999 | 9.917 | 9.925 | 10.074 | 10.136 | 10.008 | 10.214 | |
| Al(IV) | 1.881 | 2.144 | 2.252 | 2.245 | 2.266 | 2.076 | 2.199 | 2.001 | 2.083 | 2.075 | 1.926 | 1.864 | 1.992 | 1.786 | |
| Al(VI) | 3.092 | 3.882 | 3.853 | 3.885 | 3.897 | 3.925 | 3.893 | 3.882 | 3.851 | 3.812 | 3.874 | 3.848 | 3.814 | 3.901 | |
| Ti | 0.002 | 0 | 0 | 0.002 | 0 | 0 | 0 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.005 | 0.001 | 0.004 | 0.001 | |
| Fe | 0.014 | 0.006 | 0.011 | 0.009 | 0.013 | 0 | 0.017 | 0.013 | 0.019 | 0.02 | 0.019 | 0.016 | 0.016 | 0.018 | |
| Mg | 0 | 0.004 | 0.002 | 0 | 0.003 | 0.007 | 0 | 0 | 0.002 | 0.004 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Mn | 0.005 | 0.004 | 0.007 | 0.004 | 0.002 | 0.011 | 0 | 0.002 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.001 | |
| Cr | 0.009 | 0 | 0.007 | 0.01 | 0.005 | 0.001 | 0 | 0.003 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Ca | 1.754 | 1.985 | 2.051 | 2.023 | 2.09 | 1.908 | 1.997 | 1.816 | 1.869 | 1.899 | 1.74 | 1.705 | 1.8 | 1.666 | |
| K | 0.033 | 0.032 | 0.025 | 0.033 | 0.038 | 0.032 | 0.036 | 0.049 | 0.03 | 0.031 | 0.022 | 0.018 | 0.038 | 0.028 | |
| Na | 2.28 | 2.086 | 2.043 | 2.033 | 1.954 | 2.115 | 2.055 | 2.233 | 2.224 | 2.23 | 2.341 | 2.412 | 2.328 | 2.385 | |
| Mole% | | | | | | | | Mole% | | | | | | | |
| Ab | 56.054 | 50.849 | 49.596 | 49.714 | 47.87 | 52.161 | 50.275 | 54.491 | 53.933 | 53.607 | 57.061 | 58.326 | 55.872 | 58.47 | |
| An | 43.131 | 48.375 | 49.801 | 49.468 | 51.21 | 47.05 | 48.854 | 44.321 | 45.339 | 45.64 | 42.407 | 41.236 | 43.213 | 40.852 | |
| Or | 0.815 | 0.776 | 0.603 | 0.818 | 0.92 | 0.789 | 0.871 | 1.187 | 0.728 | 0.754 | 0.532 | 0.438 | 0.915 | 0.678 | |

Table 5. Metamorphic temperature and pressure calculated from calcic amphibole-plagioclase geothermometer (Blundy, 1990) and calcic amphibole geobarometer (Hollister *et al.*, 1987 and Schmidt, 1992).

| Sample No. | 2 | P(Kbr) | T(°C) |
|------------|-----|--------|-------|
| B1 | 3.4 | 3.5 | 548 |
| B20-8 | 5.0 | 4.8 | 556 |
| 9 | 4.4 | 4.1 | 575 |
| 10 | 4.8 | 4.5 | 579 |
| 11 | 4.4 | 4.0 | 575 |
| 12 | 4.7 | 4.3 | 555 |
| 21 | 6.6 | 6.6 | 555 |
| B6-22 | 5.8 | 5.7 | 550 |
| 23 | 4.8 | 4.5 | 552 |
| 24 | 5.0 | 4.8 | 551 |
| 45 | 3.6 | 3.1 | 542 |
| 46 | 3.8 | 3.3 | 537 |
| 47 | 3.2 | 2.6 | 547 |
| 48 | 4.5 | 4.2 | 547 |
| average | 4.5 | | 555 |

strom and Zen, 1986) 마그마 기원 hornblende일 경우 Al함량을 이용한 지질압력계가 Hollister *et al.* (1987) $[P(\pm 1 \text{ Kbar}) = -4.76 + 5.64Al^T, r^2 = 0.97]$ 와 Schmidt (1992) $[P(\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3.01 + 4.76Al^T, r^2 = 0.99]$ 에 의해 제시되었다. 이때 Al^T는 hornblende내 Al의 전체함량 (unit: p.f.u)이다. 이들 지질압력계를 이용하여 화성 기원인 볼음도 각섬암의 관입시 계산된 압력은 2.9~6.6 kbar (평균 4.5 kbar)로 중압변성 단계에 해당된다 (Table 5).

더욱이 calcic amphibole과 사장석이 평형 관계를 이루며 산출되고 있어 사장석 조성과 amphibole내 Al의 함량을 기초한 변성온도의 계산이 가능하다 (Blundy, 1990). 이때 calcic amphibole-plagioclase 지질온도계는 사장석의 Ca함량이 An₉₂ 이하이고 amphibole내 Si함량이 7.8 p.f.u이하인 화성암, 변성암에 적용 가능하며 온도 측정범위는 약 500~1100°C ± 75°C이다. 볼음도 각섬암의 amphibole내 최고 Si함

량은 7.645 p.f.u이고 사장석의 An함량이 51.21% 미만으로 다음과 같은 calcic amphibole-plagioclase 지질온도계에 의하여 변성온도를 계산하였다 (Blundy, 1990).

$$T = \frac{0.667p - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314 \ln k} \quad K = \left[\frac{Si-4}{8-Si} \right] X_{Ab}$$

Si : Number of atoms per formula unit in amphibole

p : 관입심도 (Kbar)

Y=0 for $X_{Ab} > 0.5$, $Y = -8.06 + 25.5 (1 - X_{Ab})^2$ for $X_{Ab} < 0.5$

위의 과정을 통해 계산된 불음도 지역의 각섬암의 변성온도는 약 537°C~597°C (평균 555°C)로 각섬암은 각섬암상 (amphibolite facies)의 온도에 해당되어 광물조합에 의해 추정된 결과와도 부합한다.

합티타늄자철광상

합티타늄 자철광체의 산출상태

합티타늄 자철광체는 선캠브리아기 연천계 변성퇴적암류를 관입한 각섬암내에 렌즈상과 괴상으로 발달하고 있다. 자철광체는 모암인 각섬암의 편리의 방향과 평행하게 배태되어 있고 대체로 편마암의 주향 방향을 따라 불연속적인 대상으로 분포하고 있다.

불음도 지역에는 3개의 자철광체 노두가 확인되었으나 현재 모두 휴광 상태이며 동측해변의 북서쪽에 위치한 제 3노두는 봉락되어 현황 파악이 불가능하다.

제1노두

불음도의 남동측 57.3m 고지 동측 해변에 위치한다. 노두지역의 지질은 하부로부터 규암, 화강암질 편마암과 각섬암, 광체 및 석영-운모편암으로 되어 있다. 광체의 상부는 각섬편암, 석영-운모편암으로 광체와 부분적으로 교호하는 양상을 보이며 광체의 하부는 각섬암, 규암 및 화강 편마암으로 되어 있다.

광체의 폭은 약 10m내외로 연장 50m 정도 확인 가능하며 이 곳에서 채취한 광석의 품위는 Fe 26.8~48%, TiO₂ 1.4~18.9%내외로 밝혀졌다 (연천,가평,포천지역 기본조사보고서, 1985). 약 100m시추결과 지하 약 18~25, 30~38m 구간에서 저품위 광화대가 부분적으로 산출되어 자철광체의 심부 발달은 미약한

것으로 나타났다 (광상시추조사보고, 1987).

제2노두

제 1노두의 서북측 연장선상을 따라 각섬암내에 배태되며 폭 10m, 연장 20m 내외의 규모이다. 광석의 품위는 제1노두 광체와 유사하게 Fe 39.2~43%, TiO₂ 12.0~14.4% (연천,가평,포천지역 기본조사보고서, 1985)이며, 광체와 모암인 각섬암과는 점이적으로 변화한다.

갱내에서도 각섬편암과 편마암내에 협재된 합티타늄 자철광체가 착맥되었으나 광석의 품위가 높지 않아 심부로 갈수록 자철광체의 광화작용은 미약한 것으로 추정하고 있다 (광상시추조사보고, 1987).

광석광물

광석광물은 주로 티타늄자철석 (titanomagnetite)과 일메나이트 (ilmenite)로 구성되어 있다 (Fig. 9a). 이외에 맥석광물로서 소량의 각섬석, 녹니석, 사문석, 스펀 및 헤르시나이트 등이 편광현미경에 의해 관찰되었다.

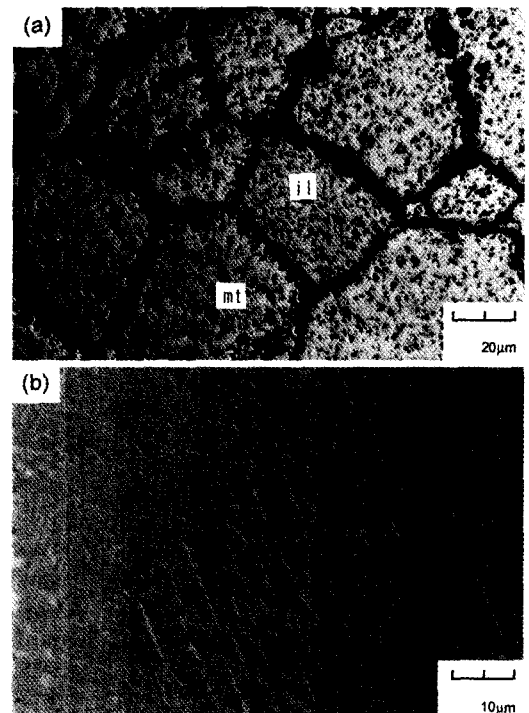


Fig. 9. Polished section showing coexisting titanomagnetite (mt) and ilmenite (il) (a) and graphic exsolution of titanomagnetite (mt) and ilmenite (il) (b).

Table 6. Electron microprobe analysis and calculated structural formula of Fe-Ti oxides from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits.

| Sample No. Point No. | B22 | | B3 | | B16-1 | | B13 | | B14 | | B10 | | B16 | | B4 | | B22 | | B3 | | B16-1 | | B13 | | B14 | | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|-----------------------|-----|------|------|-------|-----|-----------------------|-----|-----|-----|-----|-----|------------------------|-----|-----|------|------|------|------------------------|-----|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|
| | 1 | 2 | 12 | 21 | 24 | 29 | 30 | 30 | 58 | 60 | 37 | 46 | 48 | 55 | 56 | 4 | 5 | 6 | 7 | 13 | 14 | 15 | 18 | 19 | 20 | 22 | 23 | 27 | 31 | 32 | 33 | 63 | 65 | 66 | | |
| SiO ₂ | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.7 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | | | |
| TiO ₂ | 51 | 52 | 51.7 | 52.3 | 52 | 53 | 51 | 51 | 53 | 52 | 52 | 53 | 53 | 53 | 53 | 0.9 | 0.2 | 1.2 | 1 | 4.6 | 7.4 | 4 | 3.3 | 6.3 | 5.3 | 6.7 | 7.1 | 5.5 | 1.8 | 1.5 | 2 | 4.8 | 3.3 | 3.7 | | |
| Al ₂ O ₃ | 0 | 0.1 | 0.31 | 0.11 | 0.2 | 0 | 0 | 0.2 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0.1 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 1.7 | 2.3 | 1.9 | 1.6 | 1.7 | 2.1 | 2 | 2.2 | 1.4 | 0.5 | 4.8 | 2 | 1.5 | 1.5 | | | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0 | 0.4 | 0.19 | 0.45 | 0.1 | 0.1 | 0.4 | 0.7 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.7 | 0 | 0 | 0.1 | 0.7 | 0 | 3 | 2.8 | 6.4 | 7.9 | 6.7 | 7.1 | 6.5 | 10 | 7 | 6.8 | 3.1 | 3.1 | 3.4 | 6.6 | 6.4 | 6.3 | | |
| V ₂ O ₅ | 0 | 0 | 0.08 | 0.04 | 0 | 0.2 | 0 | 0.1 | 0.4 | 0.2 | 0.6 | 0 | 0 | 0.7 | 0.2 | 1 | 0.9 | 0.8 | 0.7 | 0.9 | 0.7 | 0.6 | 0.8 | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.9 | 0.8 | 0.7 | 0.8 | 1 | 0.9 | | | | |
| FeO | 42 | 44 | 42.6 | 42.2 | 42 | 41 | 40 | 40 | 43 | 44 | 44 | 44 | 45 | 45 | 88 | 89 | 85 | 85 | 79 | 76 | 78 | 82 | 75 | 77 | 73 | 76 | 77 | 84 | 82 | 80 | 73 | 76 | 76 | 76 | | |
| MnO | 0.9 | 0.8 | 0.89 | 1.03 | 0.9 | 0.9 | 1 | 0.8 | 2.6 | 0.7 | 0.8 | 1 | 0.9 | 0.1 | 0 | 0 | 0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.5 | 0.5 | 0 | 0 | 0.2 | 0 | 0.3 | | | | | |
| MgO | 3.3 | 2.3 | 2.29 | 2.61 | 3.2 | 3.2 | 3.2 | 3.9 | 3.8 | 1.3 | 2.1 | 1.8 | 0.8 | 1 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.6 | 0.7 | 0.6 | 0.4 | 0.7 | 0.6 | 0.7 | 0.7 | 0.6 | 0.3 | 0.2 | 0.4 | 1.1 | 0.8 | 0.9 | | | |
| CaO | 0 | 0 | 0.08 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.1 | 0 | | |
| Total | 98 | 99 | 98.3 | 98.9 | 99 | 98 | 96 | 96 | 100 | 99 | 99 | 99 | 100 | 101 | 91 | 90 | 91 | 90 | 94 | 95 | 93 | 95 | 93 | 93 | 94 | 94 | 93 | 90 | 88 | 87 | 89 | 90 | 90 | | | |
| Fe ₂ O ₃ * | 2 | 1.2 | 0.63 | 0.42 | 0.4 | 0.4 | 1.5 | 0.6 | 0.1 | 0.7 | 0.6 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | | | |
| FeO* | 39 | 42 | 41.6 | 41.5 | 41 | 41 | 38 | 39 | 42 | 43 | 43 | 43 | 45 | 45 | 31 | 30 | 31 | 31 | 34 | 37 | 33 | 34 | 36 | 35 | 36 | 35 | 32 | 31 | 30 | 32 | 31 | 30 | 32 | 31 | 32 | |
| Total | 97 | 99 | 98 | 98.7 | 99 | 98 | 95 | 96 | 100 | 99 | 99 | 99 | 100 | 101 | 97 | 96 | 97 | 96 | 99 | 99 | 98 | 100 | 97 | 98 | 98 | 98 | 98 | 96 | 94 | 93 | 93 | 93 | 95 | 95 | | |
| | Cations per 6 oxygens | | | | | | Cations per 6 oxygens | | | | | | Cations per 32 oxygens | | | | | | Cations per 32 oxygens | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 0 | 0 | 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | | |
| Al | 0 | 0 | 0.02 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.6 | 0.8 | 0.7 | 0.6 | 0.6 | 0.8 | 0.7 | 0.8 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.8 | 0.6 | 0.6 | | |
| Cr | 0 | 0 | 0.01 | 0.02 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.2 | 0 | 0.7 | 0.7 | 1.5 | 1.9 | 1.6 | 1.6 | 1.7 | 1.6 | 2.5 | 1.7 | 1.7 | 0.8 | 0.9 | 1.7 | 1.6 | 1.6 | | | |
| Fe(+3) | 0.1 | 0.1 | 0.04 | 0.03 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.15 | 0.16 | 0.14 | 0.14 | 1.1 | 0.7 | 1.1 | 1.2 | 1.0 | 1.1 | 0.9 | 1.0 | 1.1 | 1.4 | 1.4 | 1.1 | 1.2 | 1.2 | 1.2 | | |
| Ti | 1.9 | 2 | 1.96 | 1.97 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | | |
| V | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | | |
| Mg | 0.2 | 0.2 | 0.17 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | | |
| Fe(+2) | 1.7 | 1.8 | 1.76 | 1.74 | 1.7 | 1.7 | 1.6 | 1.6 | 1.8 | 1.8 | 1.8 | 1.9 | 1.9 | 8.2 | 8 | 8.3 | 8.2 | 8.8 | 9.4 | 8.6 | 8.6 | 9.3 | 9 | 9.2 | 9.2 | 9 | 8.4 | 8.3 | 8.3 | 8.6 | 8.4 | 8.5 | | | | |
| Mn | 0 | 0 | 0.04 | 0.04 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0 | 0.1 | 0.1 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 | 0.1 | 0 | 0.1 | |
| Ca | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Xhem | 3.6 | 2.1 | 1.11 | 0.75 | 0.8 | 0.7 | 2.9 | 1.1 | 0.1 | 1.2 | 1 | 0.1 | 0.2 | 96 | 99 | 95 | 96 | 84 | 74 | 85 | 88 | 75 | 81 | 74 | 75 | 80 | 93 | 94 | 93 | 82 | 88 | 86 | | | | |
| Xil | 96 | 98 | 98.9 | 99.2 | 99 | 99 | 99 | 99 | 100 | 99 | 99 | 100 | 100 | 3.3 | 0.9 | 4.3 | 3.6 | 16 | 26 | 14 | 11 | 23 | 19 | 25 | 25 | 19 | 6.3 | 5.5 | 6.7 | 18 | 12 | 13 | | | | |

반자형의 일메나이트와 티타늄자철석이 등립의 입상 조직으로 잘 발달하고 있으며 대부분의 티타늄자철석 입자는 미립 ($2\mu\text{m}$ 이하)의 일메나이트 용리구조(exsolution structure)를 포함하고 있다 (Fig. 9b).

15~20 μm 크기의 등립 결정의 일메나이트는 강한 이방성을 나타내어 자철석과는 쉽게 구분 된다. 등립으로 발달하는 초생 일메나이트는 티타늄자철석과 공존하여 거의 같은 크기로 산출되지만 자철석내에 2차적으로 형성된 미립의 일메나이트는 열십자 모양의 그래프 군집을 이루어 자철석의 용리구조를 나타내고 있다. 이같은 용리조직은 자철석과 고용체 관계를 이루는 울보스피넬 (Fe_2TiO_4)의 산화에 기인된 것으로, 실험에 의하면 1~2 Kbar, 600~1000°C의 열수조건하에서도 울보스피넬의 함량이 높을때 산화작용에 의해 쉽게 일메나이트 용리가 형성되는 것으로 알려져 있다 (Lindsley, 1991). 특히 자철석이 마그마에서 유래된 마그마기원 자철석일때 이러한 용리조직이 잘 발달한다 (Ramdohr, 1980).

티타늄 자철석은 등방성으로 내부 반사가 나타나지 않지만 일메나이트의 용리와 함께 부분적으로 울보스피넬화하여 불규칙한 약한 이방성을 보이기도 한다. 자철석이 결정화하는 동안 주위로부터 포획된 미립의 규산염광물들이 자철석 입자내에 산점상으로 분포하고 있는 것이 관찰되기도 한다.

전반적으로 티타늄 자철석이 일메나이트 결정보다 우세하며 자철석내 Cr의 함량이 매우 높게 포함된 것으로 보아 현미경하에서는 구분이 어려운 미립의 크롬철석 (FeCr_2O_4)의 존재 가능성이 크다. 스피넬그룹의 광물인 헤르시나이트가 녹색의 등방체로 다양한 크기의 타형 결정으로 산출되며, 스펠은 티타늄이 잔류 용액과 반응하여 생성된 반응산물로서 일메나이트의 결정 경계부에 나타나고 있다.

광석광물을 충전하고 있는 맥석광물은 대부분 녹니석과 사문석으로 일메나이트와 자철석의 입자 사이를 미세하게 채우고 있다.

광석광물의 화학 조성

함티타늄 자철광석의 주 구성광물인 자철석과 일메나이트, 그리고 광체와 인접한 각섬암내 불투명광물(주로 일메나이트)에 대한 EPMA분석결과는 Table 6과 같다. 분석은 고려대학교 전략광물센터의 JEOL SUPERPROBE JXA-8600를 이용하였으며 가속전압은 15 kV, 전자빔의 크기는 $1\mu\text{m}$ 로 실시하였다.

대표적인 광석시료 (B3, B13, B14, B16-1, B22)와 3

개의 각섬암 시료 (B4, B10, B16)중의 불투명 광물인 광석광물에 대하여 분석을 실시하였다 (Table 6). 전자현미분석에서 구별할 수 없는 Fe^{2+} , Fe^{3+} 는 Carmichael (1967)의 방법에 의해 FeO 로 분석된 전체 FeO 로 분석된 전체 Fe 을 FeO 와 Fe_2O_3 로 구분하여 전체 함량을 재계산하였다. Table 6의 조성을 Fe-Ti-O계의 Fe_2O_3 - FeO - TiO_2 의 삼각도 (Fig. 10)에 도시해보면 광석광물의 대부분이 일메나이트와 티타늄 자철석 계열에 속한다. 티타늄자철석에서는 TiO_2 의 성분변화가 나타난다.

철-티타늄 산화물로 산출되는 티타늄 자철석과 일메나이트는 각각 고용체의 성분으로서 함티타늄 자철석은 자철석(Fe_3O_4)-울보스피넬(Fe_2TiO_4) 고용체로, 일메나이트는 일메나이트(Fe_2TiO_3)-적철석(Fe_2O_3)고용체로 존재한다 (Fig. 10). 울보스피넬은 자철석의 사면체위치에 Fe^{2+} 가 치환되어 채워지고 팔면체 위치에 Fe^{3+} 대신에 Ti^{4+} 와 Fe^{2+} 가 불규칙하게 분포되어 형성되는 것으로 Ti이 높게 함유될수록 그 양이 증대되어 티타늄자철석을 형성한다. 본지역의 티타늄 자철광석에서 자철석의 조성은 73.70~98.66%, 울보스피넬 조성은 0.92~25.91%로 비교적 다양한 성분을 갖는다. 그러나 불음도 자철광체의 자철석의 TiO_2 함량은 0.16~7.39 wt.% (평균 3.71 wt.%)로 미국 Nelson지역 티탄철석내 자철석의 0.89 wt.% (Kolker, 1982)와 Norway의 Ovre Roddal티타늄철광내 자철광석의 1.13 wt.% (Gjelsvik, 1957)보다 현저히 높은 고 티타늄함유 티타늄자철석에 해당된다.

특히 Cr의 함유량을 보면 자철석내에서 0.0~10.42

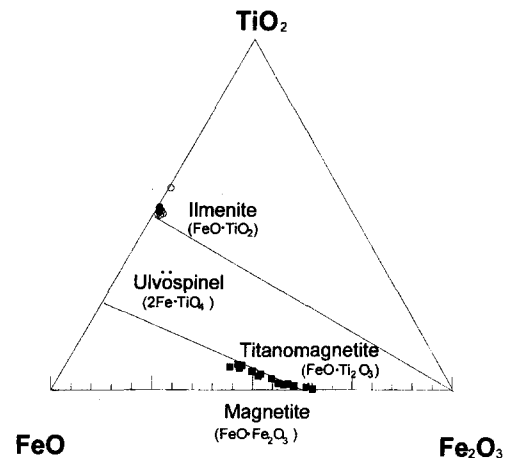


Fig. 10. TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 diagram for titanomagnetite ores from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits. Filled square=titanomagnetite from layered orebody; open circle =ilmenite from layered orebody; open square=ilmenite from amphibolite.

wt.% Cr₂O₃로 Cr³⁺의 Fe³⁺치환이 용이한 것을 고려 하더라도 소연평도 합티타늄 자철광상의 자철석내 Cr₂O₃ 함량 (0.001~0.17 wt.%) 과 연천 고남산 합티타늄 자철광상의 자철석 (Cr₂O₃ 함량: 0.000~0.077 wt.%)에 비해 현저히 높다. 이와 같은 사실은 광체의 모암인 각섬암내의 Cr의 함유량이 높은 것과 부합되며 현미경하에서는 구분이 어려울 정도의 미립의 크롬철석 (FeCr₂O₄)이 자철석내에 농집되어 있을 가능성을 시사해준다. 실제로 과거 광상개발을 위한 광물학적 조사 및 선광시험에서 본 연구지역자철석내에 크롬철석이 3~4%정도 미립으로 함유되어 있으며 그 크기의 문제로 인해 44 micron (325 mesh)이하로 정광한다 해도 Fe와 Cr의 단체분리가 어려움을 보고 한 바 있다 (최형섭·황기엽, 1965). 기타 부성분 원소로 Al₂O₃ (0.34~2.28 wt.%, 평균 1.33 wt.%), MgO (0.09~1.14 wt.%, 평균 0.52 wt.%), V₂O₅ (0.55~1.02 wt.%, 평균 0.74 wt.%)가 포함되어 있다.

티타늄 자철석과 공존하는 일메나이트는 rhombohedral구조를 가지며 적철석과 고용체 관계에 있다. 본 광상의 광석은 일메나이트 96.36~99.31 wt.% 이며 적철석 0.69~3.64 wt.% 이다. 각섬암내 일메나이트 조성은 98.8~99.86 wt.%, 자철석은 0.14~1.20 wt.%로 광석과 각섬암 철광물은 순수한 일메나이트 성분에 가깝다. TiO₂ 함량은 각각에서 50.67~53.88 wt.%, 51.73~54.0 wt.%로 대체로 균질한 분포를 보이지만 보통 일메나이트에 비해 현저히 높은 값을 나타낸다. Brothers *et al.* (1987)은 철산화물의 TiO₂ 함량에 관한 연구에서 일메나이트와 같은 삼방정계의 철산화물은 온도에 대해 독립적인 금홍석과 공존하여 산출될

가능성이 큼을 보고하였다. 본 지역 일메나이트의 높은 TiO₂ 함량은 위와 같이 금홍석과 공존할 가능성을 시사 해주고 있다.

Ti과 Fe을 제외한 부성분원소의 분석은 일메나이트 결정의 정출온도 및 결정화 단계에 대한 정보를 제공 해 준다. 철광상을 형성한 마그마의 분화가 진전되어 정출 온도가 낮아질수록 Mg, Al의 양은 감소하고 반대로 Mn의 양은 증대된다 (Lister, 1966), 광석과 각섬암의 일메나이트의 부성분원소 비교에서 MnO의 함량은 광석에서 0.61~1.03 wt.% (평균 0.86 wt.%), 각섬암내 일메나이트에서 0.61~3.59 wt.% (평균 1.67 wt.%)이며, MgO는 각각에서 1.96~4.05 wt.% (평균 2.96 wt.%), 0.8~2.08 wt.% (평균 1.26 wt.%)이다. 즉, 각섬암내 일메나이트에서 MnO 함량이 현저히 높은 반면 광석 일메나이트에서는 MgO의 함량이 광석의 그것보다 훨씬 높다.

이러한 결과는 볼음도 변성 퇴적암류를 관입한 염기성 멜트로부터 자철광체를 형성한 Fe-Ti부화 멜트와 각섬석을 형성한 규산염멜트가 각기 분리되어 정출 분화 되었음을 뒷받침해 준다. 한편, 각섬암내 일메나이트의 Mn양이 현저하게 높은 사실은 각섬암내 일메나이트가 광석일메나이트에 비해 결정화 단계가 더 후기임을 시사한다.

볼음도, 연천 고남산 및 소연평도 합티타늄자철광상의 비교

볼음도 자철광상은 연천 고남산 자철광상, 소연평도 자철광상과 함께 남한에 분포하는 대표적인 합티타늄자

Table 7. Comparison of the Yonchon, Soyeonpyeongdo and Boreumdo titanomagnetite ore deposits.

| | Yonchon (Kim <i>et al.</i> , 1994) | Soyeonpyeongdo (Kim and Lee, 1994) | Boreumdo (This study) |
|---|--|---|---|
| Country rock and related igneous rock | Precambrian metamorphic rock | Precambrian metamorphic rock | Precambrian metamorphic rock |
| Occurrence | Gabbroic rock Vein and lens shape stratiform type | Amphibolite Lens and stratiform type | Amphibolite Lens and stratiform type |
| TiO ₂ in amphibolite (wt%) | 0.88~6.03 (3.46) | 0.94~6.39 (4.05) | 2.12~4.59 (3.43) |
| V in amphibolite (ppm) | 157~352 (275.66) | 153~320 (247.4) | 152~415 (284.3) |
| Cr in amphibolite (ppm) | 2~286 (102.7) | 19~119 (47.9) | 17~310 (137.7) |
| K-Ar age | 440~351 Ma | 1468~1022 Ma | |
| Ore mineral | Titanomagnetite ilmenite | Titanomagnetite ilmenite | Titanomagnetite ilmenite |
| TiO ₂ in titanomagnetite (wt%) | 1.29~6.59 (5.79) | 0.59~10.98 (5.11) | 0.16~6.39 (3.71) |
| TiO ₂ in ilmenite (wt%) | 42.45~51.56 (49.54) | 49.96~53.14 (51.89) | 50.67~53.88 (52.58) |

Numericals in parenthesis indicate average value.

철광상이다. 연천 고남산지역의 합티타늄 자철광상과 소연평도자철광상은 지질, 광상의 성인 및 모암의 지구화학적 특징 등에서 본 연구지역인 불음도 합티타늄 자철광상과 유사함을 볼 수 있다. 연천, 소연평도, 불음도 합티타늄 자철광상에 대한 비교는 Table 7과 같다.

상기의 광상들은 모두 선캠브리아기의 퇴적변성암 지층내에 발달하고 있으며, 이들 광상의 분포는 지리적으로 밀접히 관련되어 있다.

광체의 산출상태를 보면, 연천고남산 자철광상의 경우 자철광체는 반려암질암 내에 맥상, 렌즈상, 괴상 등의 다양한 형태로 발달되는 반면, 소연평도, 불음도자철광상의 경우 자철광체는 각섬암질암 내에 층상 혹은 렌즈상으로 배태되어 있다. 이와 같이 합티타늄 자철광상은 반려암질암이나 각섬암질암과 같은 염기성암류와 밀접하게 수반된다.

전암 분석을 통한 주성분원소 함량을 보면, 연천지역 반려암질암의 TiO_2 함량은 3.46 wt.% 이며 소연평도 각섬암질암의 TiO_2 함량은 4.05 wt.%, 불음도 각섬암의 TiO_2 함량은 3.43wt.% 이다. 따라서 모두 TiO_2 함량이 높은 염기성암류들로서 우리나라에 분포하고 있는 기타 각섬암에 비하여 2% 정도 높은 TiO_2 를 함유하고 있음이 확인되었다. Ti와 밀접하게 수반되는 미량원소인 V은 대표적인 호정원소 (compatible element)로써 각섬암질암과 반려암질암의 분화에 대한 정보를 제공해 준다. 각섬암질암과 반려암질암에 대한 미량원소 분석 결과를 보면, V과 Cr이 세 광상 모두 공통적으로 높게 함유되어 있어 (Fig. 11), 합티타늄자철광상체의 모암은 염기성 멜트로부터 분화되었음을 입증해 주고 있다. 소연평도 각섬암질암내 V과 Cr의 함량은 비교적 일정한 성분 범위를 나타내고 있는 반면, MgO의 함량은 변화가 심하다. 연천광상과 불음도 광상의 경우 MgO함량 변화에 비해 Cr, V함량의 변화가 보다 다양함을 보인다 (Fig. 11).

광물화학분석 결과를 보면, 반려암질암과 각섬암질암의 주구성광물인 각섬석은 모두 calcic amphibole group에 속한다. 연천 반려암질암의 각섬석은 ferroan pargasite, pargasite, hornblende 영역에 도시되어 Na와 Al의 함량이 부화된 pargasite질 각섬석이 우세한 반면 소연평도의 각섬석은 pargasite, hornblende, tschermakite 등에 분산되어 속하고 있다. 이에 비해 불음도 각섬암의 경우에는 광체와 인접한 함감암석 각섬암질암내의 각섬석만이 tremolite에 해당될뿐 대부분의 각섬석시료가 hornblende로 균질한 조성을 나타낸다.

세 광상에서 산출되는 철광석광물은 주로 티타늄자

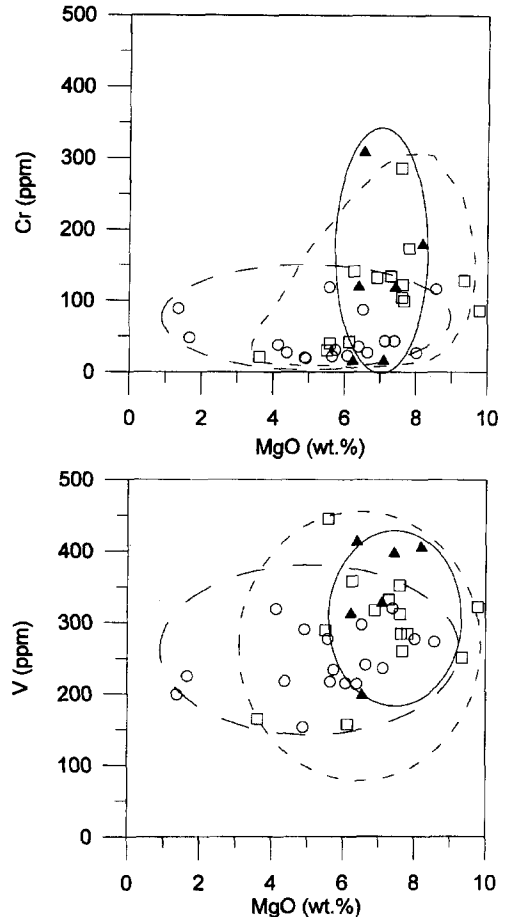


Fig. 11. Variation of Cr and V against MgO in amphibolites and gabbroic rock. Open circle=amphibolite from the Soyeonpyeongdo titanomagnetite ore deposits; open square=gabbroic rock from the Yonchon titanomagnetite ore deposits; filled triangle=amphibolite from the Boreumdo titanomagnetite ore deposits.

철석 (Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 고용체)과 일메나이트 ($FeTiO_3$ - Fe_2O_3 고용체)로 구성되어 있다. 합티타늄자철석과 일메나이트의 광물화학성분중 연천과 소연평도 티타늄자철석의 평균 TiO_2 함량은 각각 5.79 wt.%, 5.11 wt.% 로 유사하나, 불음도 티타늄자철석의 평균 TiO_2 함량은 3.71 wt.% 로써 상기의 광석에서보다 Ti를 적게 포함하고 있다 (Table 8). 소연평도와 불음도 일메나이트는 연천광상의 일메나이트에 비해 Ti성분의 변화가 적고 그 함량도 높게 나타나고 있다. TiO_2 함량만의 비교에서 보면 세 지역의 일메나이트 광물 모두 일메나이트 단성분 ($FeTiO_3$)에 가깝다.

자연에서 산출되는 합티타늄 자철석과 일메나이트

에는 MgO, MnO, Al₂O₃ 및 Cr₂O₃와 같은 부성분 원소들이 특징적으로 포함된다. Pinckney and Lindsley (1976)의 연구에 의하면, Mg 함량은 광석 광물을 형성한 용액내의 원함량보다는 오히려 Fe-Ti 산화광물의 결정화단계와 관련이 깊으며 마그마의 점진적인 분화가 진전됨에 따라 감소하는 것으로 보고되었다. 특히 일메나이트내 MgO 함량을 비교하여 보면, Fe/Ti가 증가와 더불어 소연평도, 볼음도, 연천순으로 감소하는 경향성을 나타내어 볼음도 함티타늄 자철광상을 형성한 마그마의 분화 단계가 소연평도, 연천함티타늄자철광상이 형성된 마그마 분화단계에 비해 초기단계로 해석 된다. 일메나이트나 함티타늄자철석내 Cr함량 역시 연천, 소연평도 보다 볼음도 광석광물에서 이상적으로 높게 나타나고 있다. 이것은 볼음도 광상의 함티타늄 자철석과 일메나이트내에 미립의 크롬철석이 존재하기 때문으로 보인다. 함티타늄 자철석내의 Fe/Ti와 MgO간의 관계는 지수함수적 부 (-)의 상관성을 나타내고 있다. 상기 세 광상산 함티타늄 자철석이 유사한 변화 경향을 나타내며, 조기 정출된 Mg함유광물이 많을수록 Ti의 함량이 높은 사실로 볼 때 Ti의 분배는 Mg함유 광물과 관련성이 높음을 시사하고 있다.

이상의 연천, 소연평도, 볼음도 함티타늄 자철광상은 산출상태, 광화관련 화성암의 종류, 각섬암질암의 암석화학과 광석의 광물화학 성분 등에서 서로 유사함을 보인다. 성인적으로는 염기성마그마 멜트에서 기원하여 각섬암의 구성광물인 규산염광물을 형성한 규산염멜트와 함티타늄 자철석과 일메나이트를 형성한 Fe-Ti부화 멜트로 불혼화되면서 분리 형성되었음을 의미한다. 한편, 볼음도 함티타늄 자철광상에는 초염기성암 기원의 감람석이 잔존하고 있고 반면 광체와 인접한 각섬암질암 내에는 일메나이트 결정이 감람석의 변질작용후에 형성되었음을 나타내고 있어, 염기성 마그마멜트로부터의 액체불혼화 이후에 또 한번의 일메나이트 정출시기 (후기 단계의 열수변질)가 존재하였음을 추정할 수 있다. 함감람석 각섬암중의 일차 감람석의 열수변질과정 중 결정 경계부를 따라 불투명 광물 (티타늄 자철석)이 형성된 사실도 이같은 사실을 지지하여 준다.

결론적으로, 볼음도 함티타늄 자철광상은 일차적으로 연천 고납산과 소연평도 함티타늄자철광상에서와 마찬가지로 규산염멜트와 Fe-Ti부화멜트의 불혼화에 의해 형성된 정마그마 기원 광상으로 해석 된다.

결론

1. 볼음도 함티타늄 자철광상은 선캠브리아기의 변성 퇴적암류를 관입한 각섬암질암 내에 발달하고 있으며, 자철광체는 각섬암질암의 편리와 평행하게 렌즈상 또는 층상으로 발달하고 있다. 광체와 인접한 각섬암질암에는 감람석을 함유하고 있다. 각섬암 전암의 TiO₂ 함량은 2.12~4.59 wt.% (평균 3.43 wt.%)로서 우리나라에 분포하고 있는 기타 각섬암에 비하여 2% 정도 높아 고티타늄함유 각섬암의 특징을 나타낸다. V함량도 152~415 ppm 으로 TiO₂와 함께 높은 함량을 나타낸다.

2. 볼음도 각섬암질암은 화성 기원으로서 각섬암내 감람석의 존재로 볼 때 염기성 마그마의 분화산물임을 지지해 준다. 각섬암의 주 구성광물인 각섬석은 calcic amphibole group에 속하며 hornblende, ferroan pargasitic hornblende, tremolite 등으로 구성되어 있다.

Calcic amphibole 지질압력계와 calcic amphibole-사장석 지질온도계에 의하여 얻어진 볼음도 지역 각섬암질암의 변성온도는 537~579°C (평균 555°C)이며 압력은 2.9~6.6 Kbar (평균 4.5 Kbar)로 각섬암상 (amphibolite facies)의 변성상에 해당된다.

3. 티타늄자철광석의 주 구성광물은 TiO₂ 50.67~53.88 wt.%, total FeO 39.23~43.07 wt.%인 일메나이트 (ilmenite)계열과 TiO₂ 0.16~7.39 wt.%, total FeO 77.12~95.03 wt.% 인 티타늄자철석 (titanomagnetite)계열로 대분된다.

4. 광체의 산출상태, 모암과의 관련성, 광석광물의 광물화학적 특징등을 종합하여 볼 때, 볼음도 함티타늄 자철광상은 고농도의 티타늄을 함유한 염기성 마그마 멜트로부터 규산염멜트와 Fe-Ti부화멜트로의 불혼화되면서 형성된 정마그마 기원 광상으로 해석된다. 연천, 소연평도 및 볼음도 함티타늄 자철광상은 지질, 모암, 광화관련 화성암, 광석의 광물화학 등의 여러 측면에서 매우 유사한 일련의 정마그마 기원 함티타늄 철광상들이다.

사사

본 연구는 전략광물자원연구센터와 교육부 기초과학연구소 지원에 의하여 수행되었다. 이들 기관과 논문자료정리를 도와준 이화여자대학교 대학원 과학교육과 박소영양에게 감사한다.

참고문헌

- 최형섭, 황기엽 (1965) 불음도 함티타자철광의 현미경에 의한 광물학적조사 및 선광시험. 대한광산학회지, 2(2), p. 117-121.
- 대한광업진흥공사 (1987) 광상시추조사보고, 제10호.
- 대한광업진흥공사 (1980) 「물리탐광」, 제2호.
- 대한광업진흥공사 (1985) 연천, 가평, 포천지역 기본조사 보고서, 미간행.
- 김규한, 이정은 (1994) 소연평도 함티타늄 자철광상의 암석 지구화학적 연구. 자원환경지질, 27(4), p. 345-365.
- 김규한, 이현주 (1994) 연천 고남산지역에 분포하는 반려암의 암석화학과 관입시기. 자원환경지질, 27(1), p. 29-39.
- 김규한, 이현주, 전효택 (1994) 연천 함티타늄 자철광상의 성인. 자원환경지질, 27(2), p. 117-130.
- 이정은 (1992) 소연평도 함티타늄자철광상의 암석 지구화학연구. 이화여자대학교 교육대학원 석사학위논문, 미간행.
- 조동룡 (1992) 남한에 분포하는 현생화강암류의 기원에 대한 광물 및 암석화학적 연구. 연세대 대학원 박사학위논문, 미간행.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contr. Min. Pet.*, v. 104, p. 208-224.
- Brothers, S.C., D.H. Lindsley and Hadjigeorgiou, C. (1987) The hematite-ilmenite+rutile oxybarometers: Experimental calibration. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)*. v. 68, p. 461.
- Brooks, C., J. Ludden, Y. Pigeon and Hubregtse, J.J. M.W. (1982) Volcanism of shoshonite to high-K andesite affinity in an Archean arc environment, Oxford Lake, Manitoba. *Canadian J. Earth Sci.*, v. 19, p. 55-67.
- Carmichael, I.S.E. (1967) The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Min. Pet.*, v. 14, p. 36-64.
- Dostal, J., C. Dupuy and Poidevin, J.L. (1985) Geochemistry of Precambrian basaltic rocks from the Central African Republic (Equatorial Africa). *Canadian J. Earth Sci.*, v. 22, p. 653-661.
- Gjelsvik, T. (1957) Geochemical and mineralogical investigations of titaniferous iron ores, west coast of Norway. *Econ. Geol.*, v. 52, p. 482-498.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E. (1986) Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer. *Am. Min.*, v. 71, p. 1297-1313.
- Hietanen, A. (1974) Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, Northern Sierra Nevada, California. *Am. Min.*, v. 59, p. 22-40.
- Hollister, L.S., G.C. Grissom, E.K. Peters, H.H. Stowell and Sisson, V.B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcic-alkaline plutons. *Am. Min.*, v. 72, p. 231-239.
- Knoper, M.W. and Condie, K.C. (1988) Geochemistry and petrogenesis of early Proterozoic amphibolites, West-central Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, v. 67, p. 209-225.
- 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.
- Leake, B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Am. Min.*, v. 63, p. 1023-1052.
- Lindsley, D.H. (1991) Oxide minerals : Petrologic and magnetic significance. Michigan : Mineral. Soc. America, 25.
- Liou, J.G., S. Kuniyoshi and Ito, K. (1974) Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, v. 274, p. 613-632.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, v. 38, p. 757-775.
- Pinckney, L.R. and Lindsley, D.H. (1976) Effects of magnesium on iron-titanium oxides. *Geol. Soc. Am. Abstracts Program*, v. 8, 1051p.
- Papike, J.J., K.L. Cameron and Baldwin, K. (1974) Amphibolites and pyroxenes : characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, v. 6, p. 1053-1054.
- Ramdohr, P. (1980) The ore minerals and their intergrowths, 2nd ed., 2 vols. Oxford : Pergamon press, 921p.
- Schmidt, M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : an experimental of the Al-in-hornblende barometer. *Contr. Min. Pet.*, v. 110, p. 304-310.
- Spear, F.S. (1981) An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.*, v. 281, p. 697-734.