

부산 보배견운모광상의 산출상태와 생성환경

문지원* · 문희수*

Occurrences and Genetic Environment of the Bobae Sericite Deposit, Pusan Area

Ji-Won Moon* and Hi-Soo Moon*

ABSTRACT: The Bobae sericite deposit occurs in rhyodacite of the Cretaceous volcanogenic sedimentary rocks, Upper Yucheon Group, in the western part of Pusan. The alteration zones are divided into the phyllic and propylitic zone based on the mineral assemblages. The phyllic zone is subdivided into three subzones; Andalusite-Pyrophyllite, Sericite and Albite subzones. Oxides vs. Al_2O_3 contents show variations corresponding to mineral assemblage in each alteration zone. On the basis of bulk chemical compositions, it was found that SiO_2 increases in the Andalusite-Pyrophyllite subzone and K_2O in the Sericite subzone. The oxygen, hydrogen and sulfur isotope analysis indicates that the fluids were originally derived from the residual magmatic solution. It has been mixed with abundant meteoric water later. The ore-forming temperatures obtained from sericite (illite) geothermometer are about 250~350°C. Considering the phase stability relation, P-T conditions of the andalusite-pyrophyllite subzone were estimated to be less than 0.5 kb and almost 400°C, respectively. The K-Ar ages of sericites indicate that the clay deposit is genetically related to the Cretaceous~Paleogene Masan Hornblende-Biotite Granite.

서 론

국내에 분포하는 열수기원의 점토광상들은 대부분 경상 분지 및 전남 지역에 집중분포한다. 본 연구 대상인 보배견운모광상은 경상분지의 최상부층인 유천층군의 유문석영안산암질 응회암류에 배태되어 있다.

본 광상에서 산출되는 광석광물은 견운모 및 소량의 납석이다 (Kim *et al.*, 1991; 황진연 등, 1993). 열수변질광상에서 흔히 발견되는 혼합층상광물은 염기성 소암맥의 풍화산물로서만 산출되며 (황진연 등, 1993), 광화대, 단층대 및 그 주변부에서는 발견되지 않는다. 그 외에 단층점토로서 스�멕타이트와 카올리나이트, 황화광물로서는 황철석, 황동석, 방연석이 다소 산출되며, 적철석과 철 및 망간 산화물도 흔히 나타난다.

견운모란 광상학적, 암석학적 관점에서 보면, 열수기원 광상 중 특히 phyllic대에서 산출되는 변질광물로서 세립의 판상 백운모 내지는 일라이트 등, 백운모와 가까운 조성의 K-운모를 지칭하는 용어이다 (Newman and Brown, 1987). 견운모는 보배광상의 채광대상인 대부분의 변질대에서 산출되며, 따라서 본 광상을 견운모광상이라 규정한다.

국내의 다른 견운모 광상들에 대한 연구는 본 연구 이전에도 많은 연구들이 진행된 바 있다 (Rhee, 1991; 김종대 등, 1992; 박맹언 등, 1992). 본 보배견운모광상에 대해서는 광물화학 및 결정학적인 연구가 Kim 등 (1991), 황진연 등 (1993)에 의해 이루어진 바 있고, Choo와 Kim (1992)에 의한 열역학적, 광상학적인 연구가 수행된 바 있다. 또한 박희인 등 (1992, 1993)은 광석광물인 견운모에 대해 연대 측정술 실시한 바 있다.

따라서 본 연구에서는 기존의 연구자료와 더불어 변질대의 광물조성과 광석광물의 광물화학적 특성과 지화학적 방법을 통한 광상의 형성기구를 밝히고자 한다.

지질 개요

본 조사지역은 경상분지 내의 4단계 발달상 중 화산활동 절정기에 해당하는 백악기 경상계의 상부 유천층군과 이들을 관입한 백악기 말~제 3기의 불국사 관입암류로 구성된다 (Chang, 1975). 본 지역에서 유천층군은 하부로부터 안산암질 화산각력암, 응회질 세일 및 사암, 유문석영안산암질 화산각력암, 유문석영안산암으로 구분된다 (Fig. 1). 불국사 관입암류로는 암주상의 각섬석-흑운모화강암과 유천층군을 관입하는 화강반암, 중성 및 염기성 백암류 등이 있다.

*연세대학교 지질학과 (Department of Geology, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea)

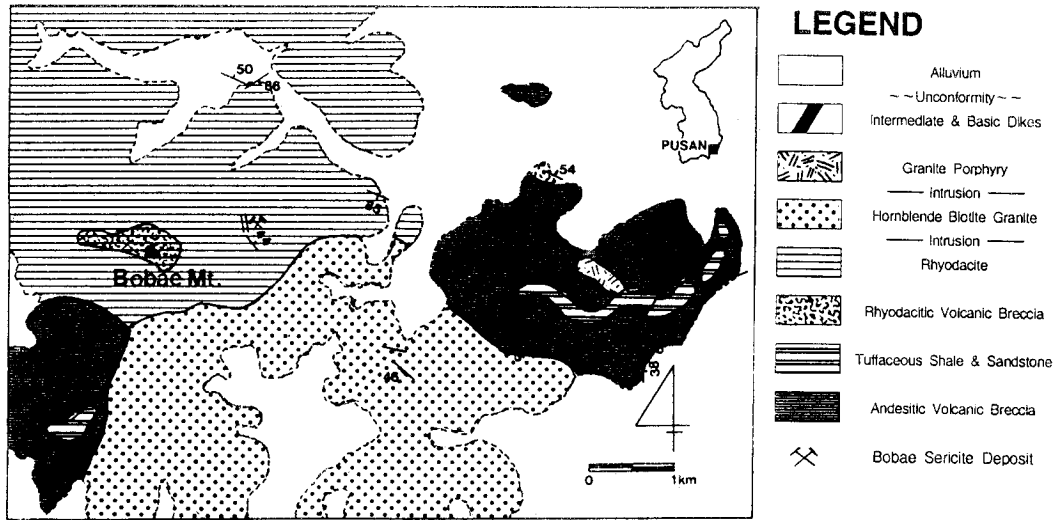


Fig. 1. Geologic map of the southwestern Pusan area showing the Bobae sericite deposit.

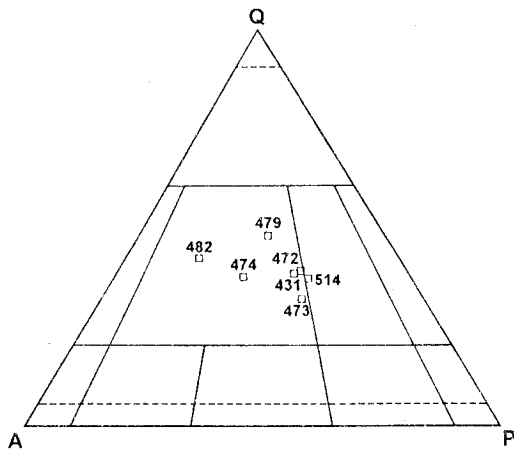


Fig. 2. Q-A-P diagram of granites sampled in this study area (after Streckeisen, 1979).

본 광장에서 광화작용과 관계되는 유문석영안산암류와 각섬석흑운모화강암을 요약하면 다음과 같다.

유문석영안산암류는 분출암과 응회암이 지역에 따라 불연속적으로 배태되므로 단일 지층으로 통합하였다. 보배광상 주변부의 유동구조가 발달하고, 결정편인 장석류가 녹염석 및 견운모 등으로 치환되어 산출되는 유문석영안산암질 응회암이 모암이다. 이의 일반적인 주향과 경사는 대체로 N 65°W, 55°NE 내의이다.

보배견운모광상을 배태한 본 암은 암회색 내지 회색이며, 특히 보배산 남쪽의 각섬석흑운모화강암과의 접촉부 일대에서 이들의 관입 후, 열수변질작용으로 인하여 탈색되어

연회색 내지 담회색으로 변하기도 한다.

각섬석흑운모화강암은 유천층군의 화산암류를 관입 분포하고 있으며, 유문석영안산암질 응회암과의 접촉부에 보배견운모광상이 분포된다. 주구성광물은 석영, 사장석, 알칼리장석, 흑운모 및 각섬석이며 인회석, 저어콘, 불투명광물과 변질광물로서 녹니석, 녹염석, 견운모 등이 수반된다. 장태우 등 (1983)에 의하면 각섬석 화강섬록암으로 되어 있으나 모드 분석결과 (Fig. 2) 화강암에 해당된다. 이는 마산지역의 불국사화강암으로 보고된 마산암 (Park, 1980)과 Lee (1991)의 마산 각섬석흑운모화강암과 잘 일치한다. 이 관입암류는 조사지역 내에서 각섬석흑운모화강암과 미문상화강암으로 세분할 수 있으나, 암체 중심부의 일부시료만이 미문상 조직을 나타내므로 본 암을 각섬석흑운모화강암으로 통합하여 기재하였다.

본 화강암체의 특징은 유색광물, 특히 흑운모의 함량비가 지역에 따라 다르나, 대개 각섬석 보다는 흑운모의 함량이 우세하다. 따라서 이 화강암류는 Lee(1991)가 구분한 것과 같이 중생대 백악기말에서 제 3기 초에 해당하는 마산 각섬석흑운모화강암의 동측 가장자리에 해당한다.

연구방법

변질대 규명을 위해 광체 및 주변 변질대에 대한 시료채취를 하였으며, 갱내시료는 중앙향과 막장에서 2~4m 간격으로 체계적으로 채취하였다 (Fig. 3). 이들 시료를 이용, 암상 및 조직을 기재하고, 현미경 관찰을 하였다.

암석은 X-선 회절분석과 화학분석을 위해 100 mesh 이하의

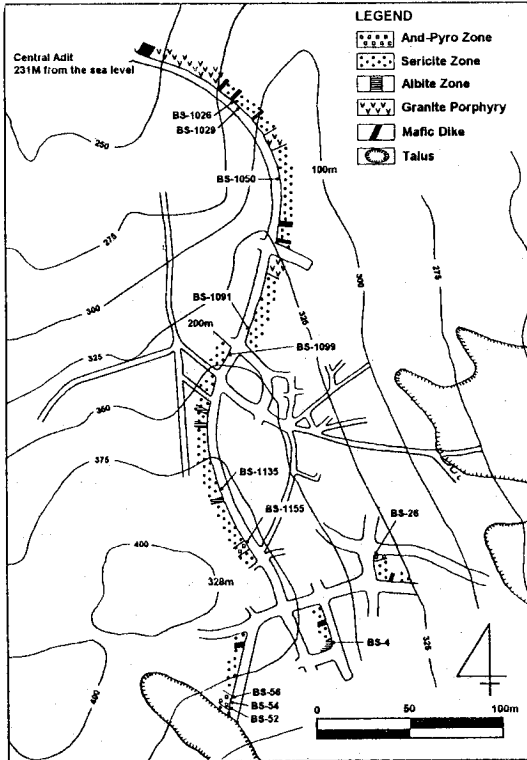


Fig. 3. Map showing the alteration zones along the central adit in the Bobae sericite deposit.

분말로 파쇄하였다. 그 중 일부 시료는 발진기를 이용하여 분산시킨 후, 2 μm 이하의 입도로 분리하여 각종 실험에 이용하였다.

X-선 회절분석기는 MAC MXP-3 XRD SYSTEM을 사용하였다. 분석시 조건은 Graphite monochromator를 부착한 Cu-Kα선을 사용하였고, 가속전압 및 전류는 40 kV/30 mA, 발산 슬릿 1 mm, 산란 슬릿 1 mm, 수광 슬릿 0.15 mm, 주사 속도는 3°/분으로 분석하였다.

화학분석은 변질대별로 선택된 21개의 전암시료를 영국 런던대학교 Royal Holloway & Bedford New College 지질학과 분석실에 의뢰하여 ICP 법으로 실시하였다. 표준시료로는 한국자원연구소의 KG-1, KG-2를 사용하였으며, 분석의 상대오차는 주원소에서 Ti, Mn, P는 1% 미만, Si, Al, Mg, Ca과 K는 5% 미만이었다.

전암에 대한 황 분석은 한국자원연구소 석유실의 Leco사 Sulfur determinator SC-132를 이용하여 황 단일원소분석을 실시하였다. 측정시간 120초, 측정온도 399~1538°C이며, 표준석탄시료를 3회 반복 측정한 결과, 정확도는 ±1%이다.

안정동위원소분석은 중국 광상지질연구소의 Masspectrometer-MAT-250으로 분석하였다. δ¹⁸O은 NBS-28 (δ¹⁸O_{SMOW}=

9.6‰), δD는 NBS-30 (δD_{SMOW}=-65‰)의 표준시료와 같이 측정된 결과, 실험오차는 각각 ±0.2‰, ±1.0‰이고, δ³⁴S_{CDT}에 대해서는 ±0.2‰의 오차를 갖는다 (김생금, 개인통신). 견운모에 대한 K-Ar 연령측정은 Kreuger Enterprises, Inc.에 의뢰하여 분석하였다.

광석광물과 수반광물들의 화학조성과 조성변화를 알아보기 위한 전자현미분석은 고려대학교 지질학과에 설치된 EDS방식의 영국 Oxford사 Si(Li) detector를 부착한 JEOL사 JXA-05X 전자현미분석기를 사용하였다. 분석조건은 가속전압 15 kV, 시료전류 3.0 nA, beam 직경 1~1.5 μ, 분석시간은 100초이며, ZAF방법에 의해 보정하였다.

광상의 산출상태

유문석영안산암류는 분출의 성격을 띠는 유문석영안산암과 응회암류로 구분될 수 있다. 분출한 유문석영안산암은 기질과 반정으로 출현하는 석영 및 장석이 단지 미약한 변질을 받았고, 녹염석이나 황철석의 발달도 저조하다. 그러나 유문석영안산암 중 본 광상을 배태하고 있는 응회암은 석영과 장석의 반정편을 가지는 결정질응회암으로 유동구조가 발달한다. 그러나 야외관찰시 전체적인 프로펠릭 변질 때문에 두 종류의 암상 모두 담갈색, 녹회색, 담청회색 등으로 변질되어 석영 및 장석 반정편만이 현미경관찰을 통해서만 관찰이 가능하다.

견운모광체는 유문석영안산암의 주향 방향과는 다소 차이가 있으며, 갱내에서 발견되는 여러 단층의 주향을 따라 남북방향으로 배태되어 있고, 250×800 m 정도의 규모이다 (Kim *et al.*, 1991). 고품위 광체는 이미 채진된 상태이며, 현재 발견되는 견운모 광체는 타 점도광산과는 달리 매우 치밀하고 경도가 높다. 광체에 대한 채굴은 중앙향에서만 가행중이며, 해발 231.5 m에서부터 남쪽으로 직선거리 약 400 m까지 수평경으로 굴진되었는데, 대부분의 구간에서 견운모가 확인 가능하다 (Fig. 3).

광체는 일반적으로 담회색을 띠며, 이차적으로 형성된 녹니석이 함유된 경우, 청회색의 얼룩무늬를 띠며 발달한다. 갱내 광체구간에서는 심한 변질작용 및 후기 구화작용 결과, 원암의 조직 또는 가상을 관찰하기는 어렵다. 따라서 모암은 단지 광산내 지표시료에서 장석반정을 모두 견운모로 치환하고 있는 유문석영안산암질 응회암으로서 추적이 가능하였다. 견운모광체는 주로 견운모와 석영으로 이루어져 있고, 소량의 홍주석, 납석, 알바이트, 금홍석, 스펀, 황철석 및 녹니석 등이 공존한다.

보배광상 및 주변지역에는 열수작용의 산물인 황철석이 많이 포함되어 있는데, 대부분 파쇄대를 따라 충전하여 형

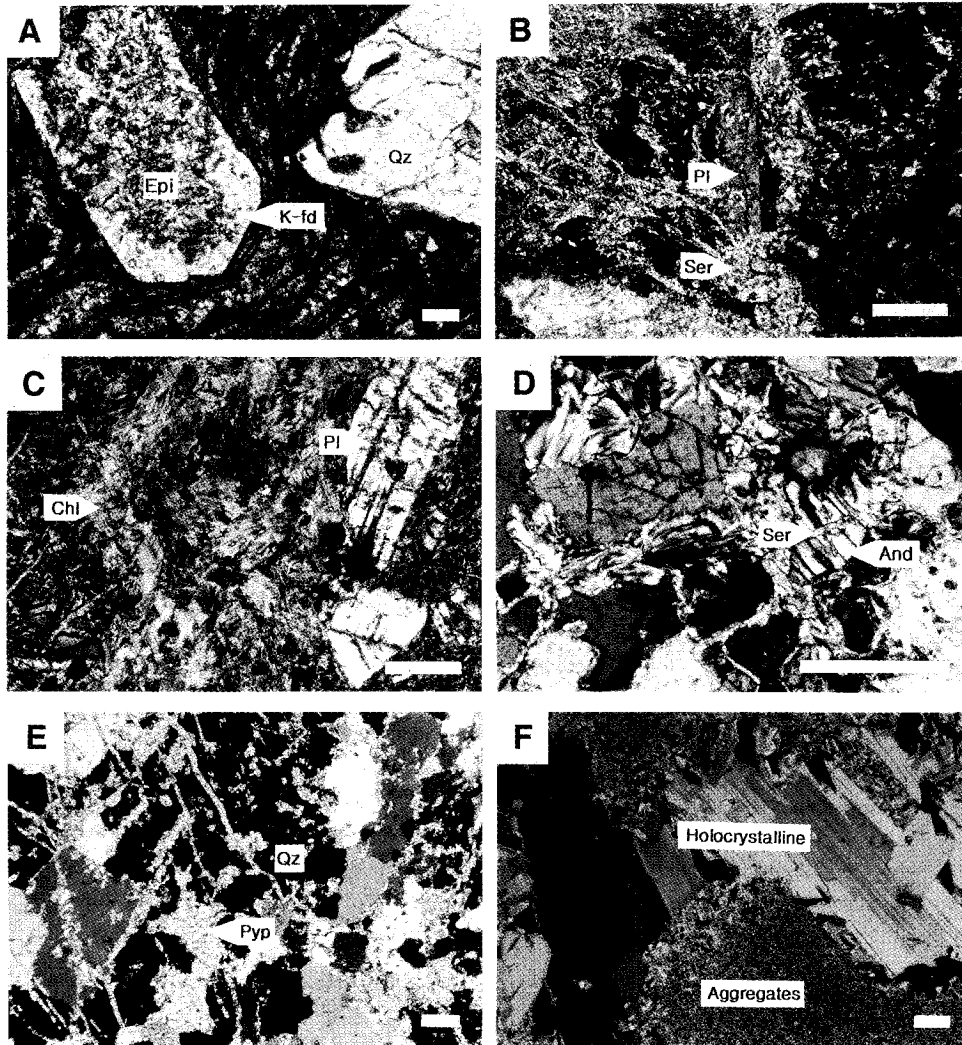


Fig. 4. Microphotographs showing alteration of samples in the Bobae sericite deposit. A; Epidote replacing the core of feldspar, B; Sericite veins in plagioclase, C; Authigenic chlorites growing in prophyllitic zone, D; Fracture filling sericite in andalusite, E; Fine-grained prophyllite veins developed in quartz, F; Two types of sericite of, holocrystalline and fine-grained. Scale bar is 0.2 mm.

성된 것이 대부분이며, 광체 중에서도 세립의 자형 반정을 이루며 산점상으로 존재하는 것이 소량 발견되는데, 이는 화학분석 결과에서와 같이 전체적인 분포가 아닌 특정 시료에서만 볼 수 있으므로 이 역시 황철석이 발달하는 파쇄대에서 그리 멀지 않은 지점에서의 산점상 분포라 볼 수 있다.

본 광장에서 지표시료에 의한 변질대의 구분은 노두의 불연속성 및 중첩된 변질작용 때문에 매우 어렵다. 그러나 채광을 위해 개설한 중앙항에서 체계적인 시료 채취에 의하여 변질대의 수평적 변화를 관찰할 수 있다. 중앙항(Fig. 3)에서의 변질대의 분포를 항내도로 표시한 것이다. 각 변질대의 특

성은 다음 절에서 설명하겠다.

변질대

보배견운모광상의 모암인 유문석영안산암은 전체적으로 prophyllitic 변질 양상을 보이며, 광상주변부만 견운모화 작용을 수반한 변질작용을 받은 것으로 보고된 바 있다 (Kim *et al.*, 1991). 본 광상의 변질대의 구분은 중첩된 광화작용의 이유로 명확하게 구분지을 수는 없지만, 대체로 프로필릭대 (prophyllitic zone)와 필릭대(phyllitic zone)로 구분할 수 있다. 대체로 광석대를 제외한 구간은 프로필릭대에 해당된다. 광

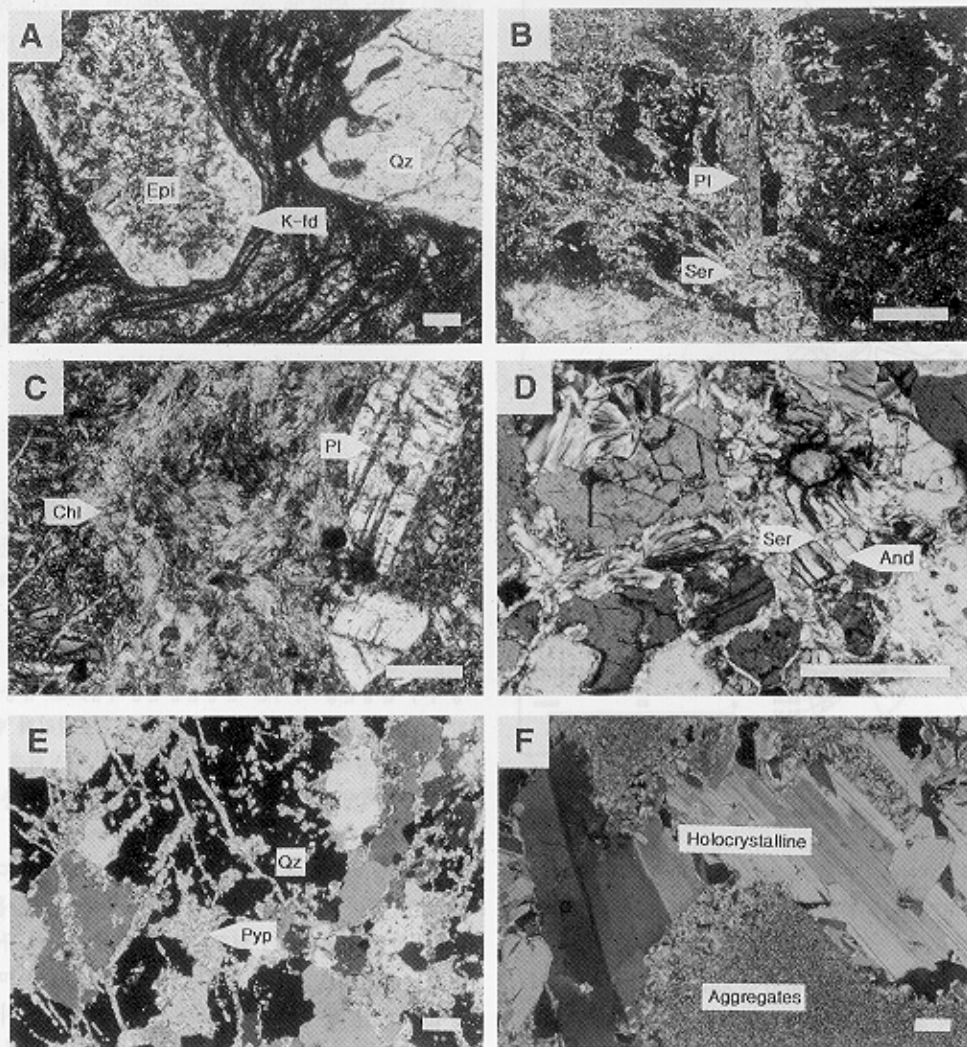


Fig. 4. Microphotographs showing alteration of samples in the Bobae sericite deposit. A; Epidote replacing the core of feldspar, B; Sericite veins in plagioclase, C; Authigenic chlorites growing in prophyllitic zone, D; Fracture filling sericite in andalusite, E; Fine-grained pyrophyllite veins developed in quartz, F; Two types of sericite of, holocrystalline and fine-grained. Scale bar is 0.2 mm.

화대의 경우, 장석류가 카올리나이트나 몬모릴로나이트로 변질되지 않고, 완전히 견운모화 되었으므로 Lowell과 Gilbert (1970)가 제안한 필릭대로 구분하였다.

광화대에 대해서 Kim 등 (1991)은 고온형으로부터 일라이트-홍주석대, 일라이트-납석대와 일라이트-알바이트대로 세분한 바 있다. 그러나 실제 황진연 등 (1993)이 세분한 X-선회절분석에 의한 광물조합 연구결과 및 본 연구결과를 보면, 홍주석은 박편상에서 세립질로 인지되나, 납석은 그 함량이 극소량이며, 전암 시료를 X-선회절분석해 보면, 납석 피크는 인지하기 어렵고, 입도분리된 시료의 방향성 시편에서만 인지될 정도로 극소량이다. 따라서 홍주석과 납석대를 변질대에서 분리하여 논하는 것은 분포가 매우 미미하므로 무리일 것으로 생각되며, 또한 홍주석은 생성환경 및 열수 변질의 최고 한도를 나타내고, 견운모 즉 일라이트는 백운모와 납석의 고용체라는 점을 감안하여 본 연구에서는 석영이 포화되었다고 가정할 때, 홍주석-납석대, 견운모대, 알바이트대로 나누려한다.

프로필릭대

본 대는 주로 광체의 주변부인 유문석영안산암에 분포하고, 광체구간 사이에는 존재하지 않는다. 이들은 자생의 녹니석이 농집되어 녹색, 담녹색 및 녹회색을 띠며, 주로 사장석, 석영, 각섬석, 녹니석, 녹염석으로 이루어져 있고 소량의 견운모, 방해석, 황철석, 방연석, 적철석 등이 포함된다. 장석 반정편은 중심 혹은 외측에 견운모와 녹염석의 변질산물과 혼재되며, 일부 알바이트화 되었다.

유문석영안산암질 응회암의 특성은 음식석영과 함께 나타나는 변질된 장석이며, 비교적 광상과 거리가 떨어진 곳에서는 대부분 반정의 내부 및 외곽이 녹염석으로 교대되어 있다 (Fig. 4, A). 석영맥 주위에는 대부분 녹염석이 성장하며, 녹니석과 함께 산출되기도 한다. 장석의 견운모화는 변질작용의 열원인 흑운모각섬석화강암과 거리가 가까와짐에 따라 증가되며 (Fig. 4, B), 장석을 치환하여 가상을 충전하거나 열극을 따라서 세립질로 나타난다 (Fig. 4, C).

필릭대

1) 홍주석-납석대

열수에 의한 변질작용이 가장 강하게 일어난 중심지역으로, 대체로 연분홍색, 연녹색을 띤다. 주구성광물은 견운모와 석영, 부구성광물로는 소량의 홍주석과 납석이며, 원래의 조직은 남아있지 않다.

이 변질대에서는 홍주석 반정이 석영과 함께 공존하며, 홍주석은 견운모에 의해 치환되고 (Fig. 4, D), 석영의 열극을

따라 납석이 산출되는 것 (Fig. 4, E)이 특징이다. 홍주석은 납석이 산출되지 않는 경우에도 석영, 견운모와 함께 나타나며, 반대의 경우는 발견되지 않았다. 홍주석 반정 주위에 흔히 고온, 고압을 지시하는 금홍석이 산출되는데, 이는 열수의 유입 초기에 관입암체로부터 기인, 형성된 것으로 광상을 형성시킨 열적 기원이 잔류 마그마수임을 지시한다.

2) 견운모대

광체구간 대부분이 해당되며, 암석은 담회색, 연녹회색 및 회백색을 띤다. 갱내시료에서 확인된 광체구간의 견운모대는 주로 견운모 및 석영으로 구성되어 있으며, 부구성광물로는 황철석, 적철석 및 스펀이, 이차적인 녹니석과 수반되어 나타난다.

본 대에서도 역시 원암에서 나타나는 조직이나 장석들의 가상을 관찰하기는 어렵고, 반정으로 성장한 조립의 견운모만이 관찰된다. 기질은 세립의 견운모와 석영 집합체가 산포되어 있으며, 전체적인 조직상의 특징은 없다. 견운모는 백운모와 같은 정벽의 완전질로 산출되는 것과 기질 및 맥상 혹은 타광물을 이차적으로 변질시킨 세립의 집합체로 산출되는 것 등이 있다 (Fig. 4, F). 황철석은 납석대에서 보다는 비교적 많이 나타난다.

3) 알바이트대

홍주석-납석대와 견운모대 내에 혼재되어 백색의 맥상으로 산출되며, 분포 및 발달이 미약하다. 일부 반정으로 광체내에 산포되어 나타나는 알바이트는 원래 화산암에서 기원한 음식석영과 공존하며, 거의 순수한 알바이트와 석영으로만 구성되어 있다.

변질암의 지화학

각 변질대간 화학조성의 분산과 변화를 알아보기 위한 갱내시료의 분석결과를 이용하였다. 광상주변 프로필릭대의 대부분이 미약한 변질을 받았으나, 그 중 비교적 장석이 선천하게 남아있고, 녹염석 세맥들이 존재하지 않는 유문석영안산암질 응회암을 대표시료로 선정하여 모암으로 간주하였다 (Table 1).

주원소

SiO₂의 변질대별 평균함량은 홍주석-납석대, 견운모대, 알바이트대와 모암에서 각각 78.44 wt.%, 77.20 wt.%, 72.08 wt.%와 72.78 wt.%로 강한 변질을 받은 변질대일수록 많아진다. 또한 Al₂O₃ 함량은 14.92 wt.%, 14.75 wt.%, 14.51 wt.%와 14.18 wt.%로 변화를 인지하기가 어렵다. 또한 알바이트대를

Table 4. The concentrations of major (wt.%) and trace elements (ppm) in the altered rocks of the Bobae sericite deposit.

| Sample Name | Andalusite-Pyrophyllite Zone | | | | | Sericite Zone | | | | | Albite Zone | | | | | Wall Rock | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|---------|--------|--------|--------|---------------|---------|---------|--------|---------|-------------|---------|---------|---------|--------|-----------|--------|--------|--------|--|
| | BS-54 | BS-1155 | BS-26 | BS-52 | BS-56 | BS1-29 | BS-1099 | BS-1135 | BS-4 | BS-1050 | BS-1091 | BS-1068 | BS-1110 | BS-1112 | BS-520 | BS-521 | BS-522 | BS-524 | BS-525 | |
| SiO ₂ | 82.07 | 68.32 | 82.51 | 82.77 | 76.52 | 79.23 | 75.22 | 76.83 | 75.33 | 80.22 | 76.37 | 67.93 | 73.31 | 74.99 | 75.28 | 76.83 | 66.19 | 70.70 | 75.92 | |
| TiO ₂ | 0.07 | 0.12 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.11 | 0.18 | 0.18 | 0.10 | 0.09 | 0.08 | 0.63 | 0.24 | 0.24 | 0.10 | 0.11 | 0.62 | 0.26 | 0.15 | |
| Al ₂ O ₃ | 13.38 | 18.27 | 13.50 | 12.71 | 16.74 | 14.21 | 17.51 | 16.12 | 16.50 | 11.45 | 12.73 | 15.40 | 14.29 | 13.85 | 13.41 | 13.06 | 16.29 | 14.81 | 13.34 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.16 | 2.85 | 0.07 | 0.13 | 0.13 | 0.39 | 0.26 | 0.42 | 0.55 | 3.12 | 4.57 | 4.53 | 3.08 | 3.08 | 1.73 | 1.62 | 5.02 | 2.93 | 2.62 | |
| MnO | 0.01 | 0.23 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.11 | 0.03 | 0.38 | 0.13 | 0.09 | 0.05 | 0.05 | 0.10 | 0.09 | 0.12 | |
| MgO | 0.09 | 1.79 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.22 | 0.09 | 0.12 | 0.45 | 1.02 | 1.54 | 1.12 | 0.94 | 0.70 | 0.13 | 0.22 | 2.02 | 0.66 | 0.23 | |
| CaO | 0.03 | 0.20 | 0.02 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.01 | 0.13 | 0.05 | 0.03 | 0.02 | 2.68 | 0.93 | 1.03 | 1.53 | 0.85 | 3.72 | 1.92 | 3.20 | |
| Na ₂ O | 0.09 | 0.13 | 0.06 | 0.08 | 0.13 | 0.14 | 0.12 | 0.11 | 0.14 | 0.10 | 0.08 | 4.40 | 4.04 | 3.84 | 2.52 | 2.55 | 3.71 | 3.73 | 1.56 | |
| K ₂ O | 2.96 | 4.57 | 2.09 | 2.21 | 3.86 | 3.86 | 4.72 | 4.39 | 4.62 | 2.83 | 3.14 | 1.17 | 1.32 | 1.51 | 4.31 | 4.33 | 2.65 | 3.44 | 3.41 | |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.16 | 0.09 | 0.09 | 0.05 | 0.04 | 0.12 | 0.10 | 0.08 | |
| SO ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.42 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | |
| Ig.loss | 1.12 | 3.48 | 1.63 | 1.93 | 2.41 | 1.77 | 1.86 | 1.61 | 2.22 | 1.00 | 0.99 | 1.60 | 0.36 | 0.58 | 0.89 | 0.34 | 0.00 | 1.36 | 0.00 | |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.44 | 100.00 | 100.63 | |
| Ba | 229 | 1096 | 172 | 116 | 211 | 443 | 352 | 327 | 647 | 464 | 604 | 380 | 226 | 320 | 934 | 874 | 493 | 1376 | 639 | |
| Co | 79 | 40 | 64 | 105 | 58 | 114 | 40 | 47 | 38 | 49 | 68 | 40 | 49 | 49 | 88 | 188 | 61 | 81 | 97 | |
| Cr | 3 | 5 | 5 | 4 | 5 | 13 | 6 | 6 | 4 | 6 | 5 | 6 | 6 | 6 | 4 | 7 | 38 | 7 | 6 | |
| Cu | 2 | 8 | 1 | 1 | 3 | 5 | 3 | 8 | 3 | 45 | 178 | 3 | 91 | 55 | 2 | 4 | 4 | 5 | 22 | |
| Li | 13 | 29 | 15 | 13 | 11 | 11 | 9 | 8 | 5 | 10 | 11 | 25 | 13 | 11 | 16 | 28 | 19 | 10 | 9 | |
| Nb | 5 | 6 | 4 | 6 | 5 | 8 | 7 | 5 | 6 | 6 | 5 | 9 | 6 | 6 | 8 | 11 | 10 | 7 | 9 | |
| Ni | 4 | 5 | 3 | 4 | 4 | 9 | 4 | 5 | 4 | 8 | 9 | 2 | 4 | 5 | 4 | 5 | 17 | 4 | 3 | |
| Sc | 5 | 5 | 5 | 4 | 3 | 5 | 6 | 6 | 6 | 4 | 4 | 16 | 5 | 5 | 4 | 4 | 17 | 6 | 5 | |
| Sr | 17 | 68 | 14 | 20 | 26 | 21 | 21 | 23 | 45 | 28 | 17 | 197 | 178 | 182 | 153 | 124 | 337 | 291 | 143 | |
| V | 2 | 6 | 3 | 3 | 1 | 7 | 17 | 22 | 3 | 3 | 5 | 17 | 26 | 24 | 3 | 5 | 95 | 33 | 8 | |
| Y | 12 | 14 | 13 | 4 | 11 | 12 | 11 | 13 | 27 | 12 | 15 | 41 | 21 | 23 | 30 | 27 | 30 | 21 | 29 | |
| Zn | 24 | 314 | 17 | 21 | 46 | 27 | 57 | 63 | 35 | 59 | 43 | 125 | 92 | 70 | 56 | 66 | 473 | 59 | 159 | |
| Zr | 104 | 114 | 120 | 101 | 123 | 121 | 146 | 103 | 142 | 105 | 116 | 170 | 102 | 116 | 93 | 105 | 137 | 111 | 131 | |

*Fe as total Fe₂O₃, **S as total SO₃.

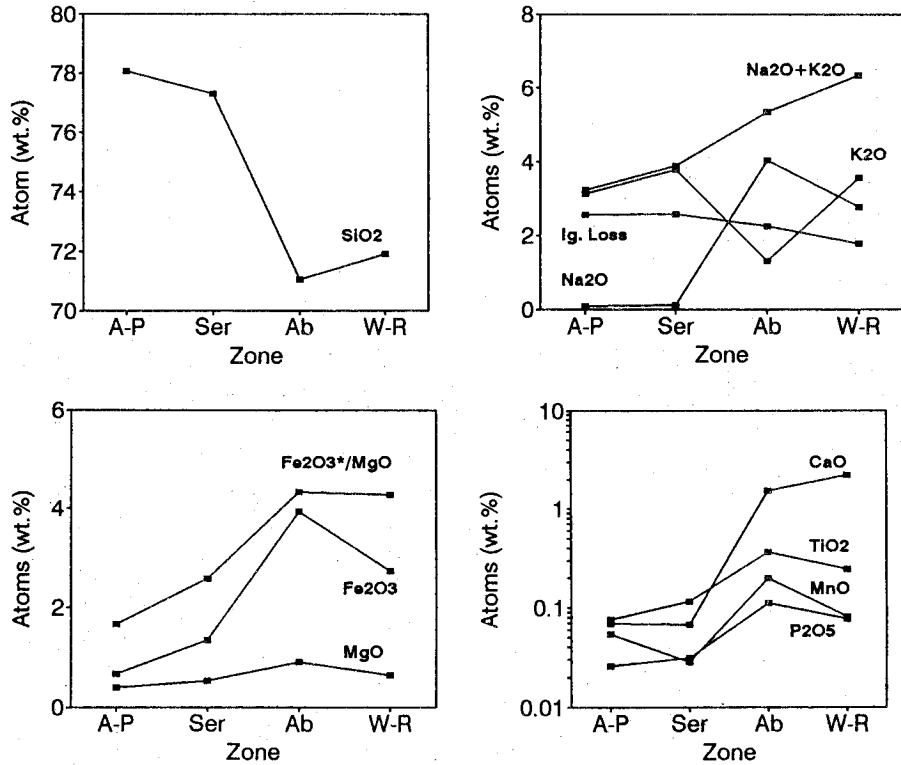


Fig. 5. Diagrams showing variations in concentrations of major elements in alteration zones. The oxide contents have been recalculated by assuming that Al have remained constant in altered rocks. A-P; Andalusite-pyrophyllite zone, Ser; Sericitic zone, Ab; Albite zone, W-R; Wall rock.

제한된 변질대 내에서의 K₂O의 함량은 3.14~3.99 wt.%로 거의 유사하다. TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O와 P₂O₅는 전체 함량은 적지만 모두 강변질대 쪽으로 갈수록 함량이 낮아진다. 반면에 열감량은 변질작용을 거친 후 점토광물의 양이 증가하므로, 알바이트대와 모암의 함량인 0.85 wt.%와 0.52 wt.%에서 홍주석-납석대와 견운모대에서 2.11 wt.%와 1.58 wt.%로 증가한다. 이러한 변화양상은 광물조성의 변화양상과 밀접한 관계가 있다. 예를 들면, 홍주석-납석대에서 BS-1155의 SiO₂ 함량이 현저히 낮게, Al₂O₃ 함량이 높게 나타나는 것은 같은 변질대 내의 어떤 시료보다도 다량의 홍주석 반정기 기질부에 산포되어 있기 때문이다.

원암 및 각 변질대에서의 직접적인 Al₂O₃ 함량에 대한 다른 주원소의 변화는 각 변질대의 단계적인 진화양상을 효과적으로 나타내지 못하므로, 비교적 비유동성 주원소인 Al₂O₃ 함량의 변화가 변질작용의 전후에 일어나지 않았다는 가정하에, 가장 신선한 BS-522시료의 Al₂O₃ 함량과 각 시료의 Al₂O₃ 함량을 일치시킨 후 Al₂O₃ 이외의 원소들의 함량을 등비로 재계산하여, 변질대별로 각 원소의 평균치로써 각 성분들의

함량 증가를 도시해 보았다 (Fig. 5). BS-522 시료는 불연속적인 유문석영안산암질 응회암 중 녹염석이나 녹니석의 출현이 다른 시료보다 현저히 적은 가장 신선한 암석이며, 유문석영안산암의 SiO₂값인 66.27~66.88 wt.% (Nockolds, 1954)에 가장 근접한 분석치를 보여주므로 이를 기준값으로 선택하였다.

원암으로부터 알바이트대, 견운모대 및 홍주석-납석대로 진행함에 따른 TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, MnO, P₂O₅ 등의 주원소 함량의 감소는 각 변질대의 광물조성을 반영하며, 모암인 산성화산암으로부터 열수변질에 의한 장석 내의 Ca 및 Na 등이 용탈된 결과로 보여진다. 또한 이들 원소들의 상대적인 함량이 원암보다도 알바이트대에서 높은 피크를 보이는 것은 녹니석과 녹염석 등 이들 성분을 함유한 광물의 함량이 많음을 의미한다. 그리고 강변질대인 홍주석-납석대와 견운모대간의 비교시에 견운모대의 Fe₂O₃ 함량이 미약하나마 높은 것은 납석보다는 견운모 구조 내로 치환되는 Fe의 양이 훨씬 많기 때문이다.

SiO₂성분은 견운모대에서 증가하여, 홍주석-납석대에서

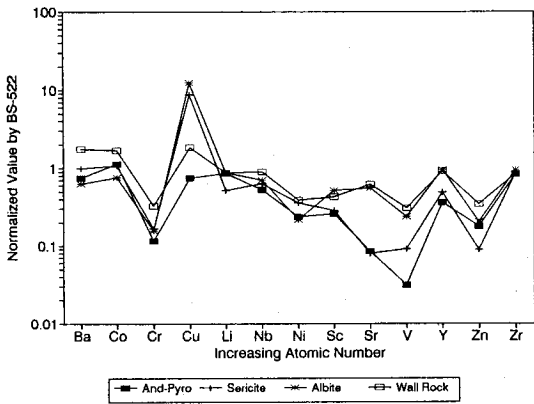


Fig. 6. Diagram showing variations in concentrations of the trace elements in alteration zones. The average concentrations of trace elements for each alteration zone has been normalized with respect to the concentration of BS-522 (ppm).

피크를 이루는데 이는 각 변질대의 주구성광물인 견운모, 납석 및 홍주석의 함량이 변질대의 SiO₂ 함량에 영향을 미치기 때문이다. Na₂O는 알바이트대에서, K₂O는 견운모대에서 큰 피크를 나타내는데 이 역시 각각의 변질대를 특성지운 주구성광물의 함량이 절대적으로 풍부하며, 그 외에 성분은

용액에 용탈되었음을 지시한다. 따라서 이러한 변질대로의 분류가 타당함이 확인되었다.

한편 K₂O의 함량은 홍주석-납석대, 견운모대 및 원암에서 각 분석치의 평균값이 3.14 wt.%, 3.81 wt.%, 3.63 wt.%로 거의 유사하나, 알바이트대에서 1.33 wt.%로 비교적 낮다. 그러나, 이 분석 결과만으로는 변질산물인 견운모의 K이 원암에서 유래한 것으로 즉, 열수에 의해 용탈되기 쉬운 알칼리 원소들이 다른 원소들의 거동에도 불구하고, K만이 원암의 조성을 그대로 유지된다고 보기는 어렵다. 따라서 견운모대의 K은 원암으로부터 유래한 것과 유입된 열수가 상승하면서 다른 암석과 반응하여 유입, 침전시킨 K의 양이 유실된 양과 거의 비슷하여 이러한 화학분석 결과를 가져온 것으로 여겨진다.

미량원소

미량원소에서도 주원소와 같이 BS-522 시료를 기준으로 전체를 표준화한 후 변질대별 평균값을 도시해보면, 대부분 모암에 비해 결핍된 양상을 보이나 Cu에서만 견운모대, 알바이트대에서 농집되는데 (Fig. 6), 이는 대부분의 미량원소가 열수에 의해 용탈되는 반면, Cu는 황동석 등의 황화광물로 침전, 형성되기 때문이다.

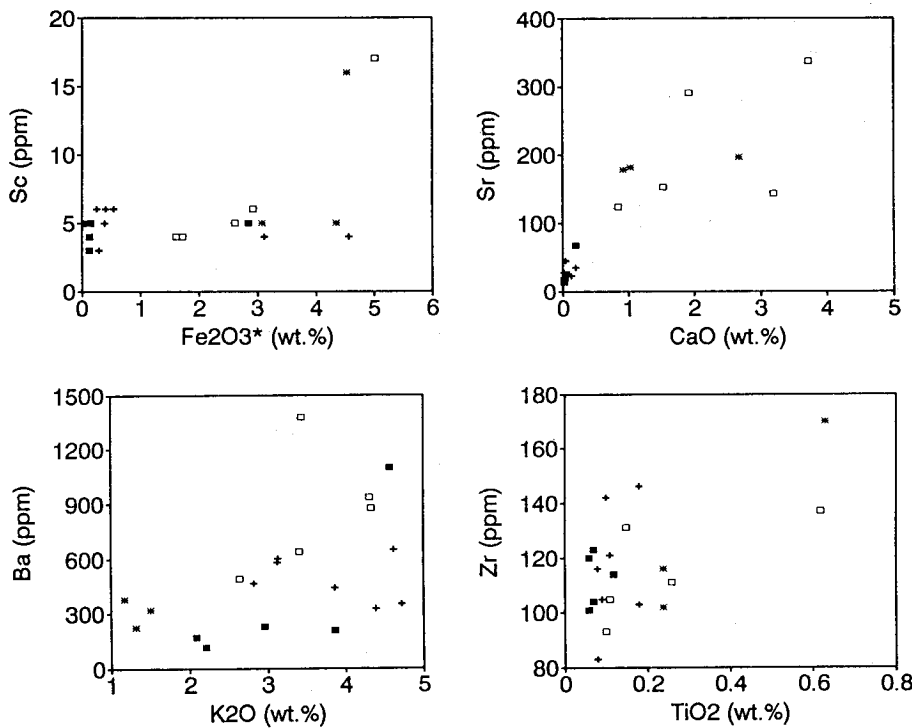


Fig. 7. Variation diagrams of trace elements of altered rocks. Symbols are the same as those in Fig. 6.

Table 2. Stable isotope composition(‰) of minerals occurred from the Bobae sericite deposit.

| Sample | Mineral | Occurrences | SMOW(‰) | | CDT(‰) | |
|----------|----------|------------------|-----------------------|------------------|-----------------------|-----------------------|
| | | | $\delta^{18}\text{O}$ | δD | $\delta^{34}\text{S}$ | $\delta^{33}\text{S}$ |
| BS-507 | Quartz | Vuggy Quartz | 1.0 | | -4.8 | |
| BS-533 | Quartz | Vuggy Quartz | -1.3 | | -7.1 | |
| BS-15Q | Quartz | Ore Body | 3.2(3.4) | | -2.6(-2.4) | |
| BS-31Q | Quartz | Ore Body | -1.0(-4.6) | | -6.8(-10.4) | |
| BS-37Q | Quartz | Ore Body | 0.2(-2.7) | | -5.6(-8.5) | |
| BS-1127Q | Quartz | Ore Body | 5.1(8.5) | | -0.7(2.7) | |
| BS-1149Q | Quartz | Ore Body | 2.6(2.2) | | -3.2(-3.6) | |
| BS-15 | Sericite | Ore Body | 3.0(3.0) | -75.5 | | |
| BS-31 | Sericite | Ore Body | 0.7(0.6) | -85.7 | | |
| BS-37 | Sericite | Ore Body | 3.5(3.9) | -80.0 | | |
| BS-1127 | Sericite | Ore Body | 3.1(3.4) | -75.6 | | |
| BS-1149 | Sericite | Ore Body | 4.3(5.2) | -68.6 | | |
| BS-2 | Pyrite | Vein | | | | -3.7 |
| BS-5 | Pyrite | Vein | | | | 8.2 |
| BS-306 | Pyrite | Vein | | | | 7.5 |
| BS-310 | Pyrite | Vein | | | | 6.5 |
| BS-310G | Pyrite | Vein | | | | 6.8 |
| BS-405 | Pyrite | Vein | | | | 1.0 |
| BS-1030 | Pyrite | Wide Distributed | | | | 7.9 |
| BS-1096 | Pyrite | Wide Distributed | | | | 6.5 |

Sc, V은 Mg나 Fe같은 주원소 성분을 치환하기 쉽고, 주로 Sc은 Fe 총량과 관련이 있다 (Evan and Landergrén, 1974). 보배광상에서도 Fe_2O_3 와 뚜렷한 관계를 보이는데, 이는 변질대와는 비교적 무관하며, 녹니석의 존재 유무와 관련이 깊게 나타난다 (Fig. 7). 홍주석-납석대의 시료 중에서도 녹니석을 포함한 시료는 그 외의 광석시료들이 좁은 영역에 도시되는 것과는 달리, 원암 및 알바이트대의 시료와 같은 영역내에 도시된다. Fe_2O_3 와 MgO의 함량과 비교하여 Sc을 도시한 결과 (Fig. 7), Sc은 전 변질대에 걸쳐 유사한 함량을 가짐에도 불구하고, Fe_2O_3 와 MgO의 함량에 따라 다른 영역에 도시되는 것으로 보아 이는 어느 정도 녹니석, 황철석, 적철석 등의 망간이나 철을 함유한 광물들에 의해 교란되었음을 지시한다.

불호정원소임에도 불구하고 함량의 변화가 안정적인 Sr은 보배광상의 경우, 14~337 ppm의 비교적 넓은 범위의 값을 가진다. Sr은 특히 사장석의 Ca와 관련되어 나타나는데, 변질대별로 보아도 알바이트대와 원암에서 최소한 124 ppm으로 농집되어 나타난다. 그러나 Ca나 Na_2O 의 함량변화에 따른 Sr의 변화량이 알바이트대에서는 장석이 거의 알바이트화하여 모암에서보다 국한된 영역을 나타내므로, 모암의 Ca 성분이 완전히 용탈되지 않은 장석이 더 직접적인 관련성을 나타내고 있다.

Ba은 일반적으로 K이 풍부한 광물에 포획되어 나타나는데,

대체적으로 견운모가 우세한 견운모대와 K-장석이 우세한 원암에서 홍주석-납석대와 알바이트대보다 높게 나타난다.

Maclean 등 (1982)에 의하면 Nb, Y, Zr과 Ti 등의 불호정원소들은 이차적 변질이나 변성작용시 비교적 유동이 적으며, 안정한 범주를 갖는 것으로 보고된 바 있다. 그러나, 일반적으로 미량원소도 마그마의 부분용융, 냉각시의 분별결정 뿐만 아니라 열수변질작용의 정도에 따라 변화폭이 심하다. 보배광상의 각 변질대에서 Nb는 10 ppm 이하의 거의 유사한 함량을 나타내나 Y은 4~41 ppm, Zr은 73~170 ppm, Ti는 TiO_2 로 0.06~0.63%로 변화량이 작지만은 않다. 또한 Ti와 Zr 등은 신선한 원암에서도 거의 같은 함량을 나타내나, 비교적 불규칙하게 산포되어 나타나므로, 이는 원암에서부터 존재 하던 불호정원소들이 변질작용에 의해 다소 교란된 것으로 사료된다.

Co, Cr, Zn, Ni, Sc 등의 전이원소는 마그마 분화 과정 중 초기단계에 농집된다고 (Wagner and Mitchell, 1951; Curtis, 1964) 하였는데, 전체적인 함량에서 Co, Zn을 제외한 원소들이 모두 평균농도 17~37 ppm으로 매우 낮다. 따라서 이는 마그마 분화과정의 후기단계에서 형성된 것임을 시사한다.

안정동위원소

산소 및 수소

보배광상에서 견운모와 공존하는 석영, 유체포유물 연구를 위한 정동석영에 대해서는 산소동위원소, 견운모에 대해서는 산소 및 수소동위원소를 분석하였다.

시료상 문제는 본 광체가 규화된 정도가 심하여 석영 미세결정과 견운모가 집합체를 구성하고 있어, 산소-수소분석용 견운모는 비교적 순수하게 정제된 시료를 준비할 수 있으나, 석영은 미세석영 내 맥상으로 존재하는 견운모가 산처리를 거친 후에도 석영과 혼합되어 있었으므로, 부득이하게 결정형은 다르지만 공존하는 미세석영 대신 석영입자를 사용하여 보정곡선을 구하였다. 본 연구에서는 Sonneveld법 (Sonneveld and Visser, 1975)을 사용하여 석영과 견운모의 혼합비를 구했다. Table 2의 괄호안의 값은 보정한 후의 값이다.

또한 석영-견운모에 대한 시료는 석영이 견운모와 동시 생성물로 생각되는 세립질의 석영집합체를 이용하였고, 또한 황진연 등 (1993)에 의해 1 μm 이하의 입도 분리시에도 결정도가 우수한 석영이 검출된 것으로 보아, 이는 열수변질작용이 가장 활발한 시기에 침전 및 재결정된 것으로, 초기 화산암 형성 당시의 석영의 잔류물일 가능성은 배제해도 무방할 것으로 사료된다.

정동 석영의 분석결과를 유체포유물 연구결과 (Kim et al.,

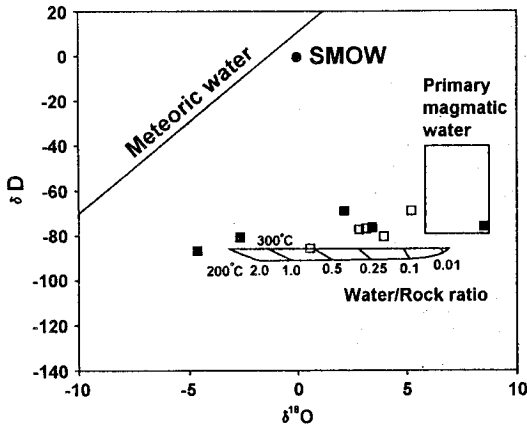


Fig. 8. A plot of δD versus $\delta^{18}O$ for sericite (open square) and coexisting quartz (filled square) from the Bobae sericite deposit.

1991)인 형성온도 약 330°C에 맞추면 정동석영의 형성 당시 물값은 평균 -5.95%이 된다. 정동석영을 제외한 보배광상의 석영은 견운모와만 공존하는 시료로서 점토광물들을 제거한 후 정제 분리한 것이다. 이들의 산소동위원소 조성비 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 는 -1.0~5.1% (-4.6~8.5%)로 비교적 넓은 범위에 해당된다. 이 값을 Matsuhisa 등 (1979)에 의한 석영-물 분별작용요소를 이용하여 당시의 생성온도를 유체포유물 온도와 동일온도를 갖기 위한 형성 당시의 물값을 계산해 보면, 당시의 물값은 -6.8~-0.7% (-10.4~2.7%)이며, 이때의 평균값은 -4.4%이다. 이러한 결과는 정동석영 형성당시의 유체보다는 광체 형성시 마그마수의 성분이 많았음을 알 수 있다. 광석에서의 석영의 생성온도는 Kim 등 (1991)과 Choo 등 (1992)과의 비교를 위해 약 330°C로 고정시켜 계산하였다. 이는 경상분지 내의 대부분의 비금속 광상의 광석광물의 산소값들보다 넓은 범위를 지닌다.

견운모의 경우 Friedman과 O'Neil (1977)의 식과 석영의 형성시 물값을 이용하여 계산하였으나, 온도범위가 147~244°C로 매우 낮게 계산되었다. 또한 쌍을 이루는 석영과 견운모 각각의 산소값을 Field와 Fifarek (1985)에 의한 석영-견운모 분별작용요소를 이용하여 당시의 생성온도를 추정하기에는 석영의 산소값이 매우 낮게 측정되었기 때문에 이식을 활용하기 어렵다. 따라서 공존관계로 가정한 석영과 견운모간의 동위원소적인 비평형을 의미한다. 이러한 매우 낮은 산소값의 원인은 긴 광상형성기간 및 현미경상의 석영의 결정학적 특성, 즉 재결정화된 다결정질 석영 때문으로 생각된다. 따라서 이러한 산소동위원소적 비평형상태는 기존의 화산암의 영향보다는 이러한 교란을 일으킬 수 있는 광상형성 이후의 잉여 실리카에 의한 규화작용 및 연속적인 수 회의

변질작용 등이 더 큰 영향을 미쳤으리라 생각된다.

특히 견운모(평균값 3.2%) 및 납석 등의 점토광물에는 무거운 동위원소가 우선적으로 흡착되는 ^{18}O 의 ultrafiltration을 가정한다면, 이후 규화작용 및 잔류수 중에서 석영에 농집되는 산소에는 ^{18}O 가 낮은 값을 가질 것이다.

Fig. 8은 보배광상의 전암에 대한 분석치가 없으므로 물/암석비와 온도영역을 본 역과 유사한 지질을 지닌 일본 서남부의 제 3기 칼데라에서의 결과 (Matsuhisa et al., 1980)를 인용하여 분석결과를 도기한 것이다. 견운모의 수소값과 견운모의 산소값으로 도기한 경우 비교적 좁은 범위에서 광물형성온도의 하강 및 산소-수소의 조성변화를 잘 볼 수 있다. 그러나 석영의 산소값과 견운모의 수소값으로 도기한 경우에는 더 넓은 범위의 교란된 산소-수소 조성을 보인다. 이는 공존하는 것으로 가정한 석영의 비평형상태, 즉 산소동위원소의 교란을 의미한다.

이는 점토광물에서의 산소 및 수소 동위원소 교환반응은 산소의 느린 반응에 무관하게 양자교환에 의한 수소교환반응이 일어날 수 있다 (O'Neil and Kharaka, 1976)는 사실과 비교해 볼 때, 반대로 산소값이 넓은 범위의 변화 경향을 띠므로 분석된 석영이 모두 광화작용시 재침전된 석영으로만 보기는 어렵다.

또한 점토광물에서 산소보다는 수소의 교환반응이 우세하다고는 하지만 James와 Baker (1976)의 비평형 교환반응 실험 결과, 교환반응은 중간양이온 영역으로 물이 접근할 수 있는 정도에 따라 좌우되므로 본 역 전반에서 우세한 세립의 견운모는 불량한 결정도 때문에, 그 내부표면적으로 초기 형성 당시의 산소값 뿐만 아니라 후기교환반응이 일어난 값도 가지고 있을 것이다.

결론적으로 동위원소의 진화과정을 살펴보면, 온도가 낮아지면서 지표수쪽으로 진화하는 경향을 보임과 동시에, 비교적 높은 형성온도 영역에 도시되고 있다 (Fig. 8).

황

보배광상의 황화광물의 황동위원소 조성값은 경상분지 내의 다른 비금속광산에 비해 -3.7~8.2%로 비교적 넓은 범위를 가지는데 (Fig. 9), 이는 다소 넓은 범위의 염농도와 수소이온농도 변화에 기인한 것으로 여겨질 수 있으나, 6.5~8.2%의 좁은 범위로 수렴되지 않는 두 시료는 모두 광화대 최외곽부의 1.0%을 보이는 BS-405 시료처럼 지표에 노출된 단층파쇄대의 시료이므로, 이는 광상형성과는 관련이 없으리라 생각된다. Henderson (1982)은 열수성 기원의 황화광물의 $\delta^{34}S_{CDM}$ = -7~15% 범위의 것을 화성기원으로 보고한 바 있어, 보배광상과 인근 주변암들에서 맥상으로 나타나는 황화광물의 동위원소 조성비를 볼 때, 이는 본 광상의 황철석

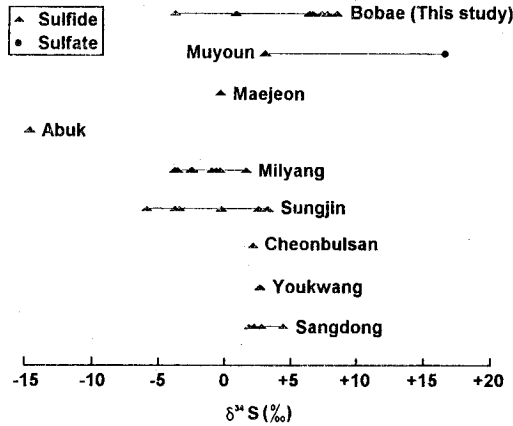


Fig. 9. Distribution of $\delta^{34}\text{S}$ values in various epithermal deposits of the Kyoungsang Basin, including Bobae (this study), Muyoun, Maejeon, Abuk (Lee, 1993), Milyang, Sungjin (Lee, 1993; Chon et al., 1991), Cheonbulsan, Youkwang (Chon et al., 1991), Sangdong (Kim et al., 1992).

및 방연석이 화성기원임을 지시한다.

또한 황동위원소 조성의 수렴값 (황동위원소 조성이 집중된 영역 : 6.5~8.2)이 주변 경상분지의 타 광상의 값 (전효택 등, 1991; 김종대 등, 1992; 이강원 등, 1993)과 달리 다소 높은 경향을 가지는데, 이는 관입한 화성암체에서 유래한 황산염의 상승시, 산화에 의해 지금과 같은 높은 값을 가졌다고 볼 수도 있다. 또한 Sato 등(1981)은 한반도 남부의 산성 마그마 발달상과 관련하여, 중생대에서 Paleogene에 이르는 화성활동 결과 형성된 황화물의 값은 -1~7%의 자철석 계열로 보고한 바 있다. 따라서 전체분석 결과 평균치 5.09 및 수렴값의 평균값 7.23%은 Sato 등(1981)의 상한선에 해당된다.

견운모 지질온도계

견운모의 경우, 사면체 자리를 치환하는 Al과 Si의 양이 형성온도와 밀접한 관련이 있어 지질온도계로 사용된다. 그러나, 이는 경험적인 것이며, 화학 변수인 Fe, Mg, Al^{IV}, Al^{VI}은 지역마다 기울기 및 γ (상관계수)가 모두 다르다. 특히 R²⁺ 자리에서의 Fe 치환의 물분율변화는 온도에 대해 민감하지 않는데, 이는 암상에 대한 의존도가 공존하기 때문이다 (Cathelineau, 1988). Cathelineau (1988)에 의하면 그 중 온도와 강한 상관관계를 가지는 K를 이용하는 경우, 200~320°C에서는 거의 유사한 기울기, γ (>0.96)를 가지며 회기분석시 미약한 차이가 발생한다.

Fig. 10은 K 대신 들어간 Na 함량을 가지고 파라고나이트의 물분율을 이용하여 도시한 것으로 200~350°C의 영역에 주로 도시된다. 여기서도 K 대신 들어간 Na의 함량은 온도와 비

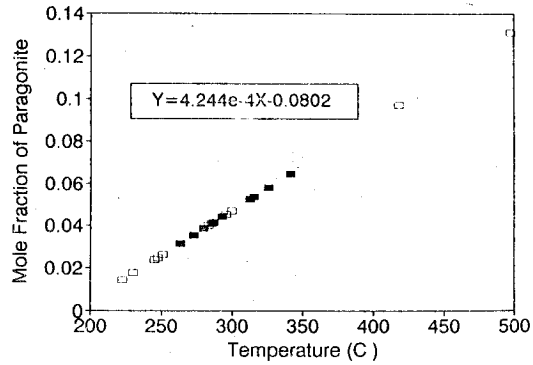


Fig. 10. A plot of mole fractions of paragonite in sericites vs. temperature for the Bobae sericite deposit (after Cathelineau, 1988). ■: Holocrystalline sericites; □: Fine-grained sericites forming aggregates.

례하여 증가하며, 주로 완전질의 견운모가 더 높은 온도 영역을 점하고 있다. 일라이트 지질온도계는 200°C 이하에서는 경향성이 중단되는데 이는 다른 점토와의 혼합 혹은 인지되지 않는 혼합층상광물을 만들기 때문이나, 본 역의 견운모는 대부분 200°C 이상의 고온형이므로 비교적 정확한 값이라 생각된다.

광상의 성인

광상의 형성시기

광석광물인 정제된 견운모의 K-Ar법으로 측정된 연대는 Table 3에 나타난 바와 같다. 홍주석-남석대의 시료는 79.2 ± 1.7 Ma로 견운모대의 시료는 67.5 ± 1.7 Ma와 65.9 ± 1.7 Ma로 뚜렷한 시차가 나타난다. 박희인 등 (1992, 1993)의 연구결과에서는 시료의 산출 및 변질대에 대한 기술이 되어 있지는 않으나, 본 연구결과와 잘 일치된다. 시료 채취지점이 서로 멀지 않은 지점에서 이러한 차이가 있는 것은 우선 광물조합의 관점에서 고려되어야 한다. 홍주석-남석대에서 채취된 견운모 시료의 경우 퇴적법에 의한 정제시료 준비시 견운모와 남석이 같이 분리 정제되었을 것이다. 소량 존재하는 남석은 전자현미분석시 K₂O 0.08%가 함유되어 있다. 그러나 소량 존재하는 남석에서 다시 소량 함유된 K에 의해 이러한 영향을 주었다고 하기에는 무리가 있다. 따라서, 이러한 큰 시간적인 차이는 열적기원인 마산 각섬석흑운모화강암의 냉각사와 연관지어 보아야한다. Lee (1991)의 Rb/Sr 연대측정 결과에 의하면, 전암은 100.1 ± 7.1 Ma로, 각섬석흑운모화강암의 사장석-각섬석-전암의 isochron을 이용한 경우, 87.7 ± 3.5 Ma로 계산되며, 마산, 김해 및 부산 지역에 분포

Table 3. Geochronological data of the ore and the igneous rocks in the studied area.

| Sample Name | Zone or Occurrences | Material | Ages(M.Y.) | References |
|-------------|---------------------|--------------------|-------------|--------------------|
| K/Ar | And-Pyro Zone | sericite(BS-26) | 79.4 ± 2.1 | this study |
| | Sericite Zone | sericite(BS-15) | 67.5 ± 1.7 | this study |
| | Sericite Zone | sericite(BS-459) | 65.9 ± 1.7 | this study |
| | Sericite Ore | sericite | 67.5 ± 1.3 | Park, et al.(1992) |
| Rb/Sr | Sericite Ore | sericite | 79.4 ± 2.0 | Park, et al.(1993) |
| | Masan Hb-Bt | mineral/whole rock | 87.7 ± 3.5 | Lee (1991) |
| | Masan Hb-Bt | whole rock | 100.1 ± 7.1 | Lee (1991) |
| | Granite | | | |

† Abbreviations; And, andalusite; Bt, biotite; Hb, hornblende; Pyro, pyrophyllite.

하는 화성관입암류들의 냉각사와 비교해 보면 마산 각섬석 흑운모화강암은 특히 완만한 냉각이 진행되었음을 알 수 있다. 즉 광상 형성온도인 250~400°C의 온도범위에서 약 15 Ma의 시간격을 가진다. 이는 보배광상의 형성기간이, 대부분의 점토광상의 형성기간인 5 Ma를 훨씬 넘는 긴 형성기간에 대한 설명을 가능케 해주는 것이다. 따라서 이는 박희인 등 (1992, 1993)과 본 연구결과, 보배광상의 건운모 형성시기는 화성활동이 집중된 시기보다는 후기에 해당되며, 시기적으로는 제 3기까지 계속됨을 알 수 있다. 결과적으로 각섬석 흑운모화강암과 비교하여 광상의 연령은 약간 후기이므로, 본 광화작용은 마산 각섬석흑운모화강암에 기인된 후기 열수단계로 해석된다.

또한 산성맥 (장태우 등, 1983) 혹은 석영반암 (황진연 등, 1993)이라 보고한 바 있는 화강반암은 광산의 노천채굴지와 향내, 구산석산 및 생곡리 부근 등지에서 소규모로 산출된다. 광산내에서는 광화대 내부에 관입되어 나타나므로 이것이 광화작용을 일으킨 관계 화성암으로 생각할 수도 있으나, 각섬석흑운모화강암과 상대적으로 광체부분보다 원거리에 위치한 구산석산은 화강반암과 함께 비교적 신선한 유문석 영안산암이 산출된다. 그리고, 향내에서의 연속적인 암상의 분포를 보면 비교적 큰 2번의 화강반암이 출현이 있었으나 가장 변질이 심한 홍주석-납석대와는 거리가 먼 지점이며, 또한 이를 중심으로한 변질의 대칭적 분포도 관찰되지 않았으므로, 이들 화강반암을 관계화성암으로 해석하는 것은 다소 무리인 것으로 생각된다.

열수의 성질과 변질대의 형성과정

보배광상은 일반적으로 맥상광상에서 흔히 나타나는 대칭적인 변질대는 관찰되지 않는다. 그러나 지질도상에 표시하기 힘든 국부적이면서 중첩된 홍주석-납석대, 건운모대와 알바이트대를 비롯한 변질대를 형성시켰으며 (Fig. 3 참조),

갱내에서 발견되는 N10~20°E의 주향을 갖는 단층선들과 관계가 있다.

광물조합과 평형을 이루려는 용액과 암석의 반응에 의해 용액의 성분 변화와 생성조건을 유추할 수 있다 (Rose and Burt, 1979). 따라서 전암분석시 광화대에서의 높은 SiO₂ 함량 및 전 구간에서 확인되는 석영으로부터 SiO₂(aqueous)가 과포화되어 있다고 가정하고, Bowers 등 (1984)의 열역학적 자료를 이용하여 HCl-H₂O-Al₂O₃-K₂O-Na₂O-SiO₂계 내에서의 aNa⁺/aH⁺와 aK⁺/aH⁺를 이용하여 생성가능한 온도 및 압력 영역을 계산해 보았다. 계산시 SiO₂와 H₂O는 계산하려는 온도 (300~400°C) 및 압력 (0.5~1.5 kb) 구간에서 액상으로 존재하므로 액상으로 하여, 위의 P-T 범위에서 안정하고, 본 광상에서 산출되는 광물들간의 평형상수를 이용해 구하였다.

우선 온도를 안정동위원소 및 유체포유물 연구를 통해 얻은 광화작용시 온도의 근사치인 350°C로 고정시켜 놓고 압력을 0.5, 1.0 및 1.5 kb로 변화시켜 보면 (Fig. 11, A), 0.5 kb에서 납석과 홍주석의 P-T 평형상태 곡선에 의해 결정지어지는 안정영역이 겹치게 된다. 따라서 홍주석과 납석이 모두 출현하기 위한 압력의 상한선은 0.5 kb가 된다. Gibbs 자유 에너지 방정식과 Helgeson 등 (1979)에 의해 제시된 광물과 물의 열역학적 자료를 사용하여 계산한 Hemley 등 (1980)의 P-T 평형상태 곡선에 의해서도 0.5 kb에서 홍주석-납석-물의 안정온도 영역은 약 350~460°C로 계산결과와 잘 일치한다.

압력은 변질작용의 심도가 되며, 홍주석이 반정으로 쉽게 발견되는 것으로 보아 홍주석의 안정영역을 다소 넓게 잡아주기 위해서도 비교적 훨씬 낮은 압력조건이 주어졌으리라 생각된다. 또한 이러한 온도 조건에서 흔히 수반되는 다이아스포어가 발견되지 않는 점을 고려해 본다면 실제 압력은 0.5 kb에 못 미쳤으리라 생각된다. 그리고 압력을 최대 상한선인 0.5 kb에 고정시킨 경우, 300, 350 그리고 400°C의 온도에 대해 P-T 평형상태 곡선을 계산해 보면 (Fig. 11, B), 400°C에서는 납석의 안정 영역이 홍주석의 그것에 포함되므로 납석의 존재가 불가능하다. 따라서 이러한 압력에서는 다량의 홍주석을 침전 가능케 한다. 이는 반정상으로 출현하는 홍주석의 분포를 보아서도 가능한 온도가 될 것이다. 이를 고려해 볼때, 홍주석-납석대, 건운모대 그리고 알바이트대로 갈수록 모암인 유문석영안산암질암이 인근의 각섬석흑운모 화강암류와 관련되어 a(alkali and alkali earth ion)/a(H⁺)가 낮은 환경에서 열수용액에 의해 점차 활동도가 증가되면서 광상을 형성한 것으로 생각된다.

보배광상의 홍주석-납석대에서 산출되는 홍주석은 대부분 자형으로 나타나며 열극을 따라 이들 홍주석의 일부는 건운모로 충전되어 나타난다 (Fig. 4, D). 이는 후기 변질작용 중 광상 대부분 지역에 넓게 분포한 강한 건운모 변질 작용과

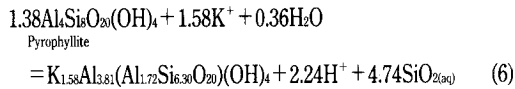
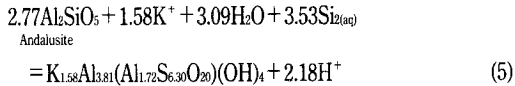


Fig. 11로부터 녹니석을 제외한 전술한 광물 모두 K_2O - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - HCl 계에서 홍주석-납석대→견운모대→알바이트대로 진화하는 동안 점차 $a\text{K}^+/\text{aH}^+$ 와 aNa^+/aH^+ 가 증가하는 경향을 나타냄을 알 수 있다. 이는 Utada (1980)에 의한 변질대별 특성 연구결과와 잘 일치한다. 결론적으로 중심부의 홍주석-납석대는 매우 낮은 $a\text{K}^+$, aNa^+ 를 갖는 환경에서 열수변질 형성온도상의 최고의 절정기를 가졌으며, 중심부에서 외곽쪽으로 갈수록 aH^+ 가 떨어지고 $a\text{K}^+$ 가 높아져 견운모대가 형성되고, aH^+ 가 더 낮아지면서 알바이트대 및 프로펠릭대가 형성된 것으로 생각된다.

Hemley 등 (1980)에 의한 Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O 계에서의 상안정관계를 보면, 수소이온 및 실리카의 활동도가 높고, 고온 환경의 열수변질 중심부에서 납석이 형성되며 실리카가 약간 불포화 되는 경우에는 다이아스포어와 납석과 공존한다고 보고한 바 있는데, 본 광상의 모암은 실리카 성분이 많은 유문석영안산암질 응회암이며, 모든 광물조합에서 석영이 인지되는 바, 열수의 조성은 H^+ 의 활동도가 활발한 홍주석-납석대에서도 $\text{SiO}_2(\text{aq})$ 의 충분한 공급은 다이아스포어 및 카올리나이트의 안정영역으로부터 벗어난 납석의 안정영역이 $\text{aSiO}_2(\text{aq})$ 의 최소한계가 된다. 이후 K^+ 활동도가 증가하고 $\text{aSiO}_2(\text{aq})$ 가 떨어지면 견운모 영역으로 이동하게 된 것으로 생각되며, 이는 변질대별 광물조합의 변화양상과 잘 일치한다.

이러한 열수의 냉각사와 조성변화는 안정동위원소 연구 결과, Lee (1991)의 백악기의 경상분지 남부 지표수의 $\delta^{18}\text{O} = -8 \sim -9\%$ 과 마그마수의 $\delta^{18}\text{O} = 8.3 \sim 8.99\%$ 과 비교해 보면, 정동석영 형성 당시의 물값인 평균 -5.95% 과 광체구간 내 석영의 형성 당시의 물값인 평균 -4.4% 은 동위원소 조성상으로 볼 때, 마그마수와 지표수의 혼합비는 전자가 약 1:5.6, 후자가 약 1:3으로 상당량의 지표수 유입을 지시한다. 물론 유도과정에서 전암에 대한 분석치의 결여 등으로 절대값에는 차이가 발생할 수 있으나, 전체적인 경향성은 상당량의 지표수 유입으로 후기 단계에서는 열수의 조성이 거의 지표수에 가까웠으리라 생각된다.

이상에서와 같이 보배광상에는 광상을 형성시킨 열수의 기원이 화강암질암류의 잔류 마그마 용액임을 지지하는 많은 증거들이 나타난다. 특히 광상생성에 관련한 열수의 기원이

화성기원임을 뒷받침해 주는 좋은 자료는 황화광물인 황철석 및 방연석의 황 동위원소 분석결과이다.

결론

본 연구에서는 부산 강서구 보배광상의 광물조성을 근거로 변질대를 구분하고, 이들 광물조성과 지화학적 특성과 상안정관계를 이용하여 광상의 형성환경을 유추하는데 중점을 두었다.

보배견운모광상은 중생대 상부 유천층군의 유문석영안산암질 응회암을 모암으로 하여 열수변질을 받아 형성되었으며, 광물조합을 중심으로 크게 펠릭대와 프로펠릭대로, 펠릭대는 다시 홍주석-납석대, 견운모대, 알바이트대로 구분된다. 변질대별 광물조합은 홍주석-납석대가 홍주석-납석-석영-견운모-금홍석-모나자이트, 견운모대가 견운모-석영-황철석-스핀으로, 알바이트대가 알바이트-견운모-석영-녹니석-녹염석의 광물조성을 보인다. 프로펠릭대는 석영-사장석-K-장석-녹니석-녹염석-황철석-황동석-방연석-방해석-로먼타이트로 구성되어 있다.

전암에 대한 화학분석시 홍주석-납석대에서는 SiO_2 , Al_2O_3 , 견운모대에서는 K_2O 가 증가하며, 그 외의 원소 Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O 와 P_2O_5 는 강변질대 쪽으로 갈수록 감소하는 경향을 가진다.

산소 및 수소, 황 안정동위원소 분석결과 초기의 잔류 마그마수가 우세한 광화유체가 계속적인 지표수의 대량 유입으로 광화작용 후기의 열수는 거의 지표수에 가까운 성격을 가졌던 것으로 추정된다. 또한 황동위원소 분석치가 $-3.7 \sim -8.2\%$ 로 본 역에 작용한 초기열수는 화성기원으로 생각된다. 견운모 (일라이트) 지질온도계를 이용한 광상형성온도는 약 $250 \sim 350^\circ\text{C}$ 의 범위를 가진다.

Bowers 등 (1984)의 자료를 인용한 열역학계산 결과, 금홍석 및 홍주석의 수반한 강변질대에서의 형성압력은 최대 0.5 kb 이하, 형성온도는 최고 400°C 로 나타났으며, $a\text{K}^+/\text{aH}^+$ 와 aNa^+/aH^+ 가 모두 3 이하의 높은 수소이온 활동도의 생성환경을 지닌다. 또한 광석광물인 견운모의 경우, $a\text{K}^+/\text{aH}^+$ 가 1.8~3.7, aNa^+/aH^+ 가 최대 3.5 정도의 범위에서 형성되었으리라 생각된다.

광석광물인 견운모에 대한 K-Ar 연대측정결과, 홍주석-납석대가 $79.4 \pm 2.1\text{Ma}$, 견운모대가 $67.5 \pm 1.7\text{Ma}$ 와 $65.9 \pm 1.7\text{Ma}$ 로 비교적 넓은 시간 범위를 가지며, 이는 인근 불국사 관입암류인 각섬석흑운모화강암의 냉각사와 비교해 볼 때, 본 광상을 형성한 열수는 열적기원인 마산 각섬석흑운모화강암의 잔류 마그마수와 대량의 지표수가 혼합, 냉각되어지면서 비교적 오랜 기간동안 형성된 것으로 사료된다.

사 사

본 연구는 1994년 한국과학재단과 전략광물자원연구센터의 연구비 지원에 의해 수행되었음을 밝히며 이에 감사드립니다. 황분석시 기기사용을 허락해 주신 한국자원연구소의 오재호 박사, 유익한 토론을 해주신 김인준 박사과 이 논문을 사교해 주신 고재홍 박사님께 또한 감사드립니다.

참고문헌

- 김종대, 문희수, 김성금, 김인준 (1992) 김해지역 상동광상산 견운모의 광물화학 및 안정동위원소 조성. 광산지질, 25권, p.275-282.
- 박맹언, 최인식, 김진섭 (1992) 유문암-열수 반응과 유광 견운모 광상의 성인, 광산지질, 25권, p.225-232.
- 박희인, 장호완, 문희수 (1992) 경상분지내 광상생성기와 생성구. 목적기초연구 제1차(1992년) 보고서. 한국과학재단.
- 박희인, 장호완, 문희수 (1993) 경상분지내 광상생성기와 생성구. 목적기초연구 제2차(1993년) 보고서. 한국과학재단.
- 이강원, 문희수, 송윤구, 김인준 (1993) 밀양 남석광상의 모암변질작용과 생성환경. 광산지질, 26권, p.289-309.
- 장태우, 강필중, 박석환, 이동우, 황상구 (1983) 가덕 도록 및 설명서. 한국동력자원연구소.
- 전효택, 정영욱, 김인준 (1991) 경남 및 전남 일부 남석광상의 산소-황 동위원소 조성과 광상성인, 광산지질, 24권, p.97-105.
- 황진연, 김광혜, 정운영 (1993) 부산 보배도석광산에서 산출하는 점토광물의 산상, 한국광물학회지, 6권, p.27-37.
- Bowers, T.S., Jackson, K.J. and Helgeson, H.C. (1984) Equilibrium activity diagrams: for coexisting minerals and aqueous solutions at pressures and temperatures to 5kb and 600°C. ed., Springer-Verlag, Berlin, p.397.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorite of temperature, Clay Minerals v.23, p.471-485.
- Chang, K.H. (1975) Cretaceous stratigraphy of southeast Korea, Jour. Geo. Soc. Korea, v.11, p.1-23.
- Choo, C.O. and Kim, S.J. (1992) Formation of illite in the natural K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O system in the hydrothermal clay deposit of the Bobae mine, Korea. J. Miner. Soc. Korea. v.5, p.6-13.
- Curtis, C.D. (1964) Applications of the crystal-field theory to the inclusion of trace transition elements in minerals during magmatic differentiation. Geochim. Cosmochim. Acta. v.28, p.389-403.
- Evan, H.T. and Landergrén, S. (1974) Vanadium. p.23A-1-23M. in: Handbook of geochemistry., II2 (Wedepohl et al., ed.), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Field, C.W. and Fife, R.H. (1985) Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. Berger, B.R. and Bethke, P.M. ed., Reviews in Economic Geology, v.2, p.99-128.
- Friedman, I. and O'Neil, J.R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interests; in Fleischer, M. (ed.), Data of Geochemistry, 6th ed., U.S. Geological Survey, Professional paper 440-KK, p.KK1-KK12.
- Gustafson, L.B. and Hunt, J.P. (1975) The porphyry copper at El Salvador, Chile. Econ. Geol., v.70, p.857-912.
- Helgeson, H., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. and Bird, D.K. (1979) Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. Am. Jour. Sci., 278-A.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. and Luce, R.W. (1980) Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implication for alteration/ mineralization processes, Econ. Geol., v.75, p.210-228.
- Henderson, P. (1982) Inorganic geochemistry. ed., Pergamon press, Oxford, p.236-250.
- James, A.T. and Baker, D.R. (1976) Oxygen isotope exchange between illite and water 22°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, p.235-239.
- Kim S.J., Choo, C.O., Park, H.I. and Noh, J.H. (1991) Mineralogy and genesis of hydrothermal deposits in the Southeastern part of Korea Peninsula: (2) Bobae sericite seposits, Jour. Miner. Soc. Kor. v.4, p.129-140.
- Lee, J.I. (1991) Petrology, mineralogy and isotopic study of the shallow-depth implaced granitic rocks, southern part of the Kyongsang Basin, Korea : Origin of micrographic granite. D.S. Thesis, University of Tokyo, 197p.
- Lowell, J.D., Guilbert, J.M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Econ. Geol., 65, p.373-408.
- Maclean, W.H., St.Seymour, K. and Prabhu, M.K. (1982) Sr, Y, Zr, Nb, Ti and REE in Grenville amphibolites at Montaubanles-Mines, Quebec. Can. J. Sci. Letters, v.19, p.290-300.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R. and Clayton, R.N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. Geochim. Cosmochim. Acta, v.43, p.1131-1140.
- Matsuhisa, Y., Imaoka, T. and Murakami, N. (1980) Hydrothermal activity indicated by oxygen & hydrogen isotopes of rocks & minerals from a Paleogene Cauldron, southwest Japan, Mining geology special issue, no. 8, p.49-65.
- Newman, A.C.D. and Brown, G. (1987) The chemical constitution of clays. Ni Newman, A.C.D. (ed.) Chemistry of clays and clay minerals, Mineralogical Society, p.63-83.
- Nockolds, S.R. (1954) Average chemical compositions of some igneous rocks. Geol. Soc. Am. Bull., v.65, p.1007-1032.
- O'Neil, J.R. and Kharaka, Y.K. (1976) Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water. Geochim. Cosmochim. Acta, v.65, p.241-246.
- Park, B.Y. (1980) Granites in Masan area with special reference to their chemical variations. Jour. Geol. Soc. Korea, v.16, p.135-148.
- Rhee, B.Y. (1991) Mineralogy of sericites in the Daehyun mine, Korea. Ph. D. Thesis, Seoul National University.
- Rose, A.W. and Burt, D.M. (1979) Hydrothermal alteration: in Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Barnes, H.L., 2 ed., John Wiley & Sons, Pennsylvania, p.173-235.
- Sato, K., Shimazaki, H. and Chon, H.T. (1981) Sulfur isotopes of the ore deposits related to felsic magmatism in the southern Korean peninsula, Mining Geology, v.31, p.321-326.
- Sonneveld, E.J. and Visser, J.W. (5) Automatic collection of powder data from photographs. J. Appl. Cryst. v.8, p.1-7.
- Utada, M. (1980) Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formation of Japan, Mining Geology Special Issue, no.8, p.67-83.
- Wagner, L.R. and Mitchell, R.L. (1951) The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma - A further study of the Skaeragaard intrusion, East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta. v.1, p.129-208.