

巨道鑛山 Fe-Cu 및 Au-Bi-Cu 鑛床에 對한 鑛物學的 및 成因的 研究

高在東*·金洙鎭*

Mineralogy and Genesis of Fe-Cu and Au-Bi-Cu Deposits in the Geodo Mine, Korea

Jai Dong Ko*·Soo Jin Kim*

Abstract: The Geodo mine is located in the southern limb of the Hambaeg syncline. Geology of the area consists of Paleozoic-Mesozoic sedimentary Rocks and Cretaceous igneous rocks. The important igneous rocks presumably related to skarnization and ore mineralization in the area, are the early granodiorite and the late porphyritic granodiorite. Two mineralogical types of ore deposits are recognized in the area. They are the Fe-Cu deposits in the Myobong formation and the Au-Bi-Cu deposits in the Hwajeol formation. Contact metamorphism due to granodiorite intrusion includes hornfelsization, exoskarnization and endoskarnization. Wall-rock alterations related to the Fe mineralization are grouped into the hydrothermal replacement skarnization and the hydrothermal filling skarnization. Another hydrothermal alteration is associated with the Cu mineralization. Various mineralogical analyses have been applied for the identification of minerals. They include optical microscopy, chemical analysis, etching test, X-ray diffraction, and infrared absorption spectroscopic analyses.

The ore minerals in these ore deposits are classified into two groups; hypogene and supergene minerals. Hypogene minerals consist of magnetite, pyrite, chalcopyrite, and chalcocite. Supergene minerals consist of chalcocite, bornite, and goethite. Ore minerals show various kinds of ore texture: open-space filling, exsolution, replacement, and cementation texture.

The gangue minerals consist of quartz, diopside, epidote, garnet and plagioclase in the hornfelsic zone, garnet, diopside, scapolite, actinolite, sericite, chlorite, quartz, and calcite in the skarn zone, and, epidote, chlorite, sericite, quartz, and calcite in the late hydrothermal alteration zone. This study shows that the Fe-Cu deposits are of metasomatic pipe type with the later hydrothermal fillings, and the Au-Bi-Cu deposits are of hydrothermal fissure-filling type. The mineralization is probably related to the intrusion of porphyritic granite.

1. 서 언

거도광산 지역은 강원도 삼척군 황지읍과 영월군 상동읍 내에 위치하며 태백시로 부터 남서쪽으로 14km 지점에 위치한다. 거도광산은 대략 지리 좌표상으로 북위 37°08' 동경 128°54'에 위치한다.

본 지역은 고생대 및 중생대 퇴적암류로 구성되는 함백 지향사내의 남익부에 해당하는 지역으로 이 지역 내에는 캄브리아기에서 오오도비스기에 이르는 퇴적암류 및 백악기 초의 화성암류가 분포되어 있다.

거도광산은 1963년 이래 개발되어 과거 철광을 대상으로 노천 및 갭도 채굴을 하였으나 최근에는 78갱 및 태백갱에서 월 130-140톤의 동을 생산하고 있다.

이 지역의 광체는 중앙부에 Fe-Cu 광체인 태백광체 및 장산광체가 있으며 북동부에 Au-Bi-Cu 광체인 78광체가 있다.

거도광산 지역의 지질은 태백산 지구 지질도에 처음 발표되었다(태백산 지구 지하자원 조사단, 1962).

그 후 본 지역의 지질 및 광화작용에 대하여 홍준기와 전용원(1965)이 연구하였다. 원영환(1979)은 78광체의 스카른에 대하여 연구하였고 유대섭(1960), 김재문(1979)은 본 지역에서 산출되는 광석 광물의 공생

*서울大學校 自然科學大學 地質科學科

관계를 연구하였다.

김득래(1979)는 본 광산의 절리 형태에 관하여 논의 하였으며 이부경(1980)은 태백 및 78광체의 스카른대에 대한 지화학적 연구를 하였다.

그의 광업 진흥공사의 조사부는 지질, 시추, 물리 탐사 결과를 1968, 1975, 1976, 1980년 각각 4차례에 걸쳐 실시하였다.

2. 연구방법

본 연구를 위해서 1979년 4월, 1980년 12월에 걸쳐 약 30일 간의 야외 및 갱내 조사가 실시되어 지질도 작성과 암석 및 광물 시료의 채집이 시행되었다.

약 150개의 연마 박편 및 30여 개의 연마편이 제작되었고 이들을 이용하여 광물의 산출 상태, 광물 간의 조직 및 공생 관계가 연구되었다.

광물의 정확한 감정을 위해서 분말 시료를 이용한 X 선 회절 분석이 실시되었고 스카폴라이트에 대하여서는 114.6mm 분말 사진을 촬영하여 정확한 면적수 및 d 값이 구하여졌다. 이 때 사용한 기기는 JEOL JDX-5P이다.

스카폴라이트, 녹염석, 석류석 그리고 단사휘석에 대하여 적외선 흡수 분광 분석을 이용한 정확한 광물 감정이 실시되었다. 이 때 사용한 측정 기기는 Perkin-Elmer 모델 283이다.

각 시료는 KBr 디스크 방법으로 준비되었고 주사 시간 6분, slit 프로그램 7, expansion 1로서 파장 범위 4000-200cm⁻¹에 걸쳐 측정되었다. 각 광물의 적외선 흡수대 파수치는 Polystyrene 1603cm⁻¹으로 보정되었다.

석류석, 녹염석, 스카폴라이트에 대하여는 습식 화학 분석이 실시되었다. 각 시료는 처음 순도가 높은 암석에서 채취되어 150-200 mesh로 체질되고 이어서 걸러진 시료는 세척, 건조, 자석 분리, 중액 분리 및 현미경 하의 수선에 의하여 선별되었다.

그 후 각 시료는 초음파 세척기에 의하여 세척되고 이는 다시 아세톤 하에서 아게이트 mortar로 미분말화되었다.

3. 지질 개요

거도광산 부근의 지질은 하부 캄브리아기의 이연내통에 속하는 장산층 및 묘봉층, 상부 캄브리아기의 풍촌 석회암층, 세송 세일층 및 화절층, 오오도비스기의 문곡통에 속하는 동점 규암층 및 두무골층, 예미산통에 해당되는 막골층, 그리고 후기에 이들을 관입하는 화강섬록암 및 반상 화강섬록암으로 구성되어 있다. 거도광산부근의 지질도는 Fig. 1과 같다.

장산층은 본 지역의 최하위 층으로 백색 내지 담황색의 중립 내지 조립질 규암으로 구성되어 있다.

본 층의 주향과 경사는 N60°-75°W, 30°NE이다.

묘봉층은 장산층을 정합으로 덮고 있으며 그 층후는 약 150m 정도이다. 주 구성 암석은 흑갈색 슬레이트가 주이나 본 층의 중부 혹은 하부에 백운질 석회암 박층이 협재한다. 화강섬록암 주변부의 본 층에 Fe-Cu 광화대가 발달되어 있다.

슬레이트층은 X 선 분석에 의하면 녹니석, 운모류, 방해석, 장석류, 석영 등으로 구성되어 있다.

풍촌 석회암층은 백색 내지 담홍색, 회색의 결정질 석회암 및 백운질 석회암으로 구성된다. 본 층의 화강암 접촉부 양상은 상하부에서는 녹염석 광물을 함유하는 변성암이나 그 외 접촉부에서는 재결정질 석회암이다. 이 층의 주향과 경사는 N60°-65°W, 30°-40°NE이다.

세송 세일층은 약 30-40m 층후를 가지며 석회질 세일층으로 구성되어 있다. X 선 분석에 의하면 녹니석, 운모류, 방해석, 석영 등으로 구성되어 있다. 이 층은 화강섬록암 관입에 의하여 치밀 견고한 호른펠스로 변해 있다.

화절층은 주로 단괴상 석회암으로 구성되며 중부에 약 50m 가량의 석회암이 협재되며 상부에는 약 30-40의 석회질 사암 내지 사암이 분포한다. 본 층의 층후는 대략 150m이다.

본 층은 화강섬록암 접촉부를 따라 광범위하게 접촉 변성작용을 받았다. 이 층 내에 Au-Bi-Cu 광체가 배태되어 있다.

동점 규암층은 화절층을 정합으로 피복하고 있으며 두무골층에 정합적으로 덮인다. 본 지층의 암석은 담홍색 내지 흑회색의 치밀 견고한 규암으로 구성되어 있으며 하부에는 석회질 규암 박층이 협재되어 있다.

이 박층은 화강섬록암 관입에 따라 흑갈색 석류석을 포함하는 접촉 변성암으로 변하기도 한다. 본 층의 주향 및 경사는 N70°-80°W, 35°-40°NE이다.

두무골층은 세일 및 석회질 세일, 단괴성 석회암의 호층으로 구성되어 있으며 층후는 대략 100m이다. 본 층은 부분적으로 규화된 부분이 존재하나 접촉 변성암은 없다.

막골층은 청회색 내지 회색 괴상 석회암 및 담회색 백운질 석회암으로 구성되며 본 조사 구역의 최북단에 위치한다. 본층 내에는 접촉 변성암이 없다.

화성암류는 조사 지역의 중앙부에 분포하며 화강섬록암 및 반상 화강섬록암으로 구분되어 있다. 흑운모에 대한 K-Ar 연대측정에 의하면 이 화성암의 생성 사

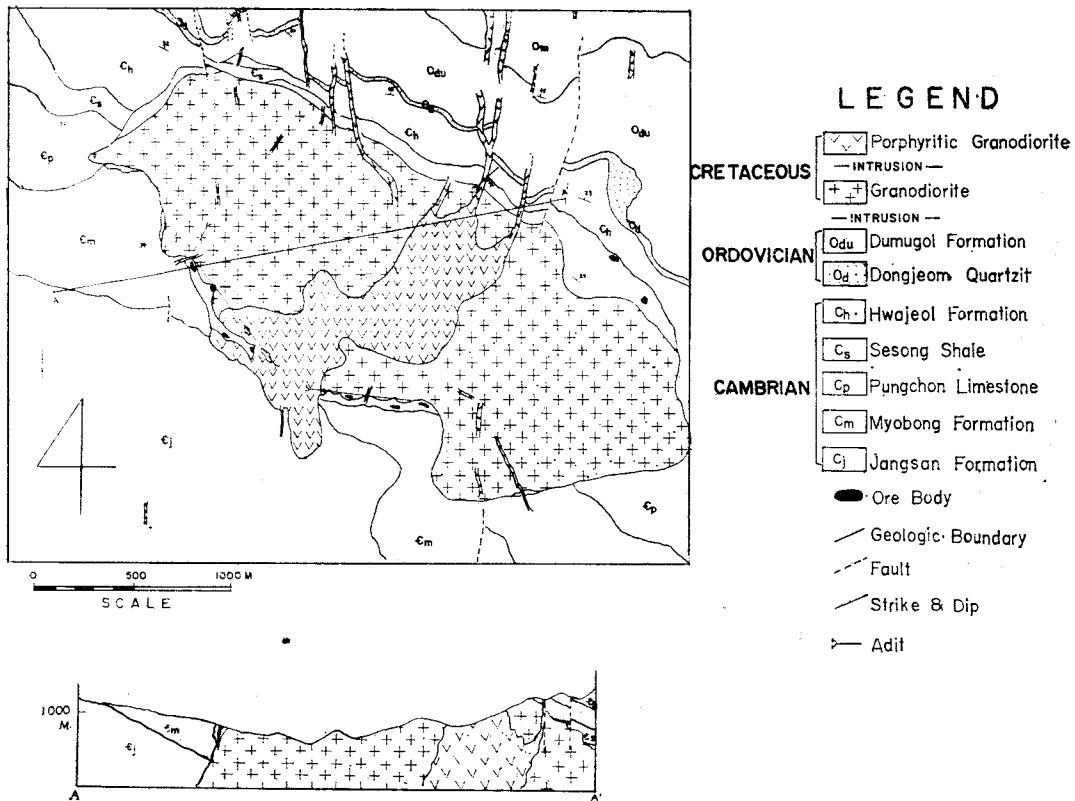


Fig.1. Geological map and cross section of Geodo mine area.

기는 169my(Ueda, 1968), 107my(김옥준 1971) 및 105 my(Farra et al., 1977)로서 백악기 초에 해당된다. 이들 연대 측정치가 어느 종류의 화성암류의 것인지 알 수 없다.

화강섬록암은 약 3km² 넓이를 가진 타원형 암주상으로 분포한다. 암색은 암회색이며 주변부에서는 흑회색을 띠는 섬록암으로 변한다. 본 암은 중립질 내지 세립질의 등립성 조석을 가지며 석영 29.8%, 사장석 3.20%, 정장석 6.8%, 미사장석 2.2%, 흑운모 10.8% 각섬석 22.8% 그 외 광물 0.8%로 구성되어 있다.

반상 화강섬록암은 퇴적암류, 화강섬록암 및 스퀴르데를 N10W-N10E 방향으로 관입하여 있다. 조사 지역의 동측에서는 단층의 주향과 그 관입 방향이 일치하기도 한다. 본 암은 중앙부에서는 대략 폭 400m의 위 모양 암주이나 주변부에서는 폭 10m 이하로 줄어드는 암맥으로 변한다. 본 암은 사장석 및 각섬석을 반정으로 하는 반상 조석을 보여주며 암상은 주변부로 감에 따라 점이적으로 암회색 석기질이 많아지는 맥암으로 변한다.

본 암은 석영 29.0%, 사장석 34.6%, 정장석 11.8%,

미사장석 2.4%, 흑운모 7.2%, 각섬석 17.0%, 그외 광물 0.8%로 구성되어 있다.

본 지역의 퇴적암층은 주향 N60°-80°W 경사 30°-40°NE 방향을 가진다. 그러나 장소에 따라 그 변화가 심해 주향이 역전되는 경우가 있다. 이는 화성암의 관입과 단층 작용에 기인하는 것으로 추정된다. 그리고 북부 지역 일부에서는 소규모의 습곡 구조를 보여 주기도 한다. 대표적인 절리계로서 주향이 N10°W-N10°E 인 단층이 나타나며 그의 절리계로서 N20°-30°E, 70°-80°SE, N40°-50°W, 70°-80°NE 방향의 소단층과 절리 등이 존재한다.

4. 접촉 변성대

관입암으로는 등립질 화강섬록암과 반상화강섬록암의 두 종류가 있으며 등립질 화강섬록암은 본 지역의 변성 작용의 주역을 한 관입암으로서 그 장축이 모암의 구조와 일치한다. 반상 화강섬록암은 모암의 접촉변성암이 생성된 후에 관입하였으며 본 암체의 관입방향은 모암 및 등립질 화강섬록암을 횡단하고 있고 본 지역에 발달되어 있는 단층방향과 일치한다.

Table 1. Skarn and alteration minerals in the Geodo mine

원 암	광물	석류석	단사회석	양기석	녹염석	스카폴라이트	녹니석	석영	방해석	자철석	황철석	정장석	사장석	건운모
동점규암	화절층	×						×						
괴상석회암	화절층	×	×	×	×	×	×	×	×			×		
호상석회암	화절층	×	×	×	×			×	×	×				
세송세일층	화절층		×					×						
풍촌석회암	화절층				×				×					
묘봉층	화절층													
슬레이트	회암		×		×			×					×	
석회암	회암	×	×		×								×	×
화강섬록암	회암	×	×		×								×	×
반상화강섬록암	회암	×	×		×									×
자철광체	회암	×	×	×	×		×	×	×	×				

접촉변성작용을 일으킨 등립질 화강섬록암과 접해있는 모암인 퇴적층은 그 원암이 규암, 슬레이트, 석회암, 세일, 사암 등 다양하기 때문에 원암의 종류에 따라 서로 다른 변성 광물들이 생성되어 있다.

접촉변성대의 발달규모는 원암의 종류와 지역에 따라 다르나 대체로 수백 m 이내이다.

5. 광상개요

5-1. 철-동 광상

본 광상은 묘봉층의 접촉 변성대 및 이에 접하는 화성암류 내에 분포한다. 광체의 형태는 타원형 파이프상으로 단경 5-20m 장경 25-90m 에 이른다. 이 광상은 주변 모암에 변질을 주어 기존 변성 작용과는 다른 2차적 변질 양상을 수반한다.

5-2. 금-비스머드-동 광상

화절층의 접촉 변성대 내에 분포하며 광체의 형태는 타원형 파이프 상인 경우 폭 10m 길이 15m 에 이르며 맥상인 경우 폭 2m 내지 10m 에 이른다.

광체의 발달은 소단층과 방향이 평행하다.

6. 산출광물

6-1. 접촉변성 및 변질광물

화강섬록암의 관입에 의한 퇴적암층의 접촉변성대에서 산출되는 엔도스카른 광물들은 원암의 종류에 따라 다양하게 나타난다. 또한 화강섬록암내에서 산출되는 엔도스카른 광물 및 자철광의 광화작용에 수반된 스카른광물 및 이차적 변질광물들의 산출로 산출광물이 다양하고 산출상태도 복잡하다.

본 거도광산지역의 스카른광물들은 화강섬록암, 퇴적암 및 철광상의 생성시기 및 공간적 산출상태 등으

로부터 다음과 같이 구분된다.

- 초기 스카른 광물 : 화강섬록암의 관입에 의하여 생성된 광물
 - 엔도스카른 광물 : 화강섬록암내에 생성된 광물
 - 엑소스카른 광물 : 퇴적암내에 생성된 광물
- 후기 스카른 광물 : 철광체의 형성시에 생성된 광물
 - 열수교대 스카른 광물 : 철광체 모암의 스카른 광물
 - 열수충전 스카른 광물 : 철광체 내의 스카른 광물

본 거도광산지역에서 각종 암석 및 광석에서 산출되는 스카른 광물 및 수반광물을 표시하면 Table 1과 같다.

6-2. 광석 광물

거도광산 지역에서 산출되는 광석 광물로서는 심성기원의 자철석, 황철석, 자유철암, 섬아연석, 금, 휘

Table 2. Ore minerals from the Geodo mine

Ore deposit minerals	Fe-Cu deposit	Au-Bi-Cu deposit	weathering Cu deposit
magnetite	×		
hematite	×		
chalcopyrite	×	×	
pyrite	×		
sphalerite	×	×	
pyrrhotite		×	
native gold		×	
bismuthinite		×	
tetradymite		×	
chalcocite		×	×
bornite			×
goethite			×

광연석, 테트라다이마이트 및 휘동석 등이 있으며 표성대에서는 휘동석, 반동석, 침철석 등이 있다. 심성기원광상 및 이의 풍화광상에 수반되는 광석광물들은 Table 2와 같다.

7. 광물학적 특성

7-1. 스카른 광물

7-1-1. 석류석

석류석은 광학적 특성에 의하여 등방성 석류석과 이방성 석류석으로 구분된다. 등방성 석류석은 조립 내지 세립의 입상괴로서 산출된다. 이방성 석류석은 사방 12면체 또는 편능형 24면체의 결정형을 가지며 현미경 하에서 누대 구조를 가진다. 석류석 입자 사이의 간극 내에는 석영, 방해석, 자철석, 황철석, 녹염석, 양기석 등의 광물이 충전하고 있다.

괴상 석회암으로부터 생성된 석류석은 단사휘석과 함께 수반되거나 단일 광물로서 산출된다. 단사휘석과 함께 수반될 경우 이는 단사휘석을 교대하거나 맥상으로 존재한다. 이 석류석은 등방성을 가지며 입상으로 산출된다. 그러나 때로 다면체를 가지는 녹색 및 갈색의 이방성 석류석이 단일 광물로 구성되는 스카른대를 이루기도 한다.

엔도스카른에 존재하는 등방성 석류석은 장석, 단사휘석 등을 교대한다.

맥상으로 관입하거나 자철석 광체의 간극을 충전하고 있는 열수 충전 스카른에서는 석류석이 녹염석, 황동석, 황철석, 방해석, 석영 등을 수반한다.

거도 지역에서 석류석은 그란다이트계열의 광물이다. 이 중 석류석 2가지에 대한 화학 분석치 및 화학식 그리고 그로쉴라와 안드라다이트의 함량은 표 3와 같다.

7-2-2. 투휘석

거도광산에서 산출되는 단사휘석은 투휘석-헤멘버그가이트계열에 속한다. 단사휘석의 결정형은 엔도스카른대에서는 주상으로 산출되거나 대개 입상이다.

단사휘석은 석회암원 접촉 변성 광물로서 석류석과 함께 수반되어 산출되거나 단일 광물로서 산출되며 엔도스카른 대에서는 각섬석, 흑운모 또는 사장석을 교대하고 있다. 또한 투휘석은 자철광체의 관입을 받은 화성암 변질대에서도 산출되며 건운모화된 장석을 교대하고 있으며 열수 교대 스카른에서 자철석과 함께 수반되어 산출된다. 단사휘석은 자형의 결정을 이루고 있으며 때로는 다소 방사상 집합체를 이루기도 한다. 투휘석은 또한 자철석 광체내의 간극 혹은 공동에서는 방해석, 석영 등과 함께 수반되어 산출된다.

Table 3. Chemical analyses of minerals from the Geodo mine

	Grossular Gr ₇₂ And ₂₈ (No. J3)	Grossular (No. C984) Gr ₈₃ And ₁₇	Scapolite (No. 300) (marialite)	Epidote (No. WK (53))
SiO ₂	38.90	37.16	52.62	36.11
Al ₂ O ₃	16.43	20.41	26.72	23.50
Fe ₂ O ₃	9.66	5.94	0.18	15.68
FeO	0.33	tr	nd	tr
M O	0.32	0.15	nd	0.13
MgO	1.66	0.70	tr	0,26
CaO	23.25	35.37	10.25	22.34
Na ₂ O	0.22	0.13	7.15	
K ₂ O	0.13	0.10	1.04	
H ₂ O(+)	0.04	nd	0.52	0.32
H ₂ O(-)	0.06	nd	0.16	tr
ign. loss	0.76	tr	0.36	
	99.94	99.96	99.00	97.77

Na JC: 표봉층스카른대에서 산출되는 적갈색 석류석
No. C984: 화절층스카른대에서 산출되는 황갈색 석류석

투휘석은 다른 광물과의 극히 세립으로 혼합되어 산출되기 때문에 분석용시료 제작이 곤란하여 Rustein and Yund(1979)의 방법 및 적외선분석에 의하여 감정하였다. 이 결과 본 지역의 투휘석은 대체로 약 10몰% 미만의 헤멘버그가이트를 함유하고 있다.

7-3-3. 스카폴라이트

스카폴라이트는 마리알라이트(3NaAlSi₃O₈·NaCl)와 메이오나이트(3CaAl₂Si₂O₈·CaCO₃)를 단종으로 하는 고용체이다.

스카폴라이트는 사각 주상 결정으로 산출된다. 화절층의 스카른대에서 녹염석, 방해석 혹은 양기석 등과 함께 수반된다.

스카폴라이트의 화학 분석치는 Table 3에 제시되었다. 이 광물의 메이오나이트의 함량은

$$(Ca + Mg + Fe + Mn + Ti) / (Na + K) + (Ca + Mg + Fe + Mn + Ti)$$

로 부터 계산하면 42.29%이다.

스카폴라이트의 적외흡수분광스펙트럼으로부터 Wahrenberg(1971)의 방법에 의하여 계산하면 메이오나이트의 함량이 42%로 나타나서 위의 습식분석값과 근사한 일치율을 보여준다.

7-1-4. 녹염석

녹염석은 b축 방향으로 연장된 탁상 결정의 집합체 또는 조립 내지 미립상의 집합체로 산출된다.

녹염석은 탁상 결정형으로 산출시 b축에 평행한 조선이 발달한다.

Table 4. X-ray powder diffraction data of minerals from the Geodo mine(CuK α /Ni)

Scapolite			Pyrrhotite			Chalcocite			Tetradymite		
d(Å)	I	hkl	d(Å)	I	hkl	d(Å)	I	hkl	d(Å)	I	hkl
6.236	VW	200	5.793	W	111,111	3.719	VW	242	9.62	m	003
5.616	VW	111	4.717	VW	113	3.567	VW	162	4.864	S	006
3.729	W	221	3.302	VW	022	3.440	VW	080,340	3.591	W	101
3.404	VS	311	3.201	VW	206	3.267	VW	024,104	3.261	m	009
3.027	S	400	3.125	VW	313,313	3.158	m	124	3.090	VS	015
2.982	W	410	2.982	VS	220,400	3.038	VW	342	2.751	W	107
2.682	W	312	2.860	VW	117,008	2.936	m	182	2.582	W	018
2.644	S	331	2.648	VS	404,224	2.876	VW	411,191	2.449	m	0,0,12
2.271	W	511	2.637	S	224,404	2.776	VW	431,362	2.292	m	1,0,10
1.991	W	610	2.546	VW	026	2.713	S	440,	2.155	VW	0,1,11
1.8987	S	004	2.228	VW	131,511	2.648	W	422	2.063	W	110
1.891	W	540	2.218	VW	028	2.514	m	0,10,2	1.959	m	0,0,15
1.802	VW	630	2.066	m	408	2.461	m	1,10,2	1,920	W	1,0,13
1.737	VW	224	2.061	VS	228	2.390	S	344,084	1.782	VW	119,204
1.691	VW	542	2.053	VS	228	2.227	W	502,480	1.755	VW	205
1.620	W	449	1.953	VW	602	2.201	W	106,522	1.744	VW	205
1.580	W	15,2,1	1.943	VW	426	2.117	VW	444,085	1.699	VW	027
1.553	W	424				1.998	VW	562	1.635	m	(0,0,18, 208
1.521	VW	(14,2,3 10,10,3 810,740)							1.599	VW	1,1,12
1.500									1.563	VW	0,1,17

화절층 내 괴상 석회암의 스키타에서 녹염석은 입상을 이루고 있고 정장석, 녹니석, 방해석, 석영 등과 함께 산출되고 단괴상 석회암의 스키타에서 석류석의 정동 내에서 자철석, 황철석, 양기석, 방해석, 석영 등과 함께 산출되며, 대상 석회암의 스키타에서 녹염석이 석류석대와 호응을 이루면서 스키타라이트, 방해석 등과 함께 산출된다.

풍촌층의 상하부 불순질 석회암의 스키타에서 녹염석이 정장석, 방해석과 함께 산출되며, 자철석 광체 내 정동 혹은 간극 내에서 이는 석류석, 투회석, 방해석, 석영 등과 함께 산출된다. 녹염석은 또한 석류석, 투회석대를 관입하는 석류석-석영-방해석맥 주위 혹은 유화 광물-석영-방해석맥 주위에서 광염상으로도 산출된다.

거도 지역에서 산출되는 녹염석 중 화절층 내의 단괴상 석회암 스키타에서 탁상 결정으로 산출되는 녹염석에 대한 화학 분석치 및 화학식은 Table 3과 같다.

7-1-5. 양기석

양기석은 섬유상, 방사상, 집합체를 이루는 것이 보통이며 색은 연두색에서 녹색에 이른다. 가열시 녹색이 갈색으로 변한다.

양기석은 화절층의 스키타에서 석류석 내에서 산

출되는데 방해석 및 석영 등이 수반된다. 양기석은 녹염석 주위를 둘러싸면서 교대 조직을 보여 주기도 하며 자철석 광체에서 투회석의 변질물로 산출되며 녹니석, 석영, 방해석 등을 수반한다. 또한 양기석은 녹니석과 함께 맥상으로 산출된다.

7-2. 광석 광물

7-2-1. 자철석

자철석은 조립질 혹은 세립질의 등립 입상집합체로 산출되며 완전한 결정형의 산출은 드물다. 자철석은 섬아연석 혹은 황동석의 등근 입자를 가지기도 하며 자철석을 교대하는 조직도 흔하다.

7-2-2. 황동석

Fe-Cu 광체에서 황동석은 일반적으로 황철석과 함께 수반되며 Fe 광체내의 간극 혹은 공동등의 공간을 충전하고 있다.

Au-Bi-Cu 광체에서는 황동석은 자류철석이나 섬아연석과 함께 용리조직을 보여준다. 그러나 주로 석류석 입자 간의 공간 내에서 황철석과 밀집 모양의 구조를 보여준다.

황동석은 대개의 경우 별 모양 혹은 타원형 방울의 섬아연석을 포함하고 있다.

7-2-3. 황철석

황철석은 황동석과 함께 흔히 산출된다. 황철석은 자류철석을 교대하여 엽상을 가지거나 또는 colloform 조직을 보여준다.

7-2-4. 자류철석

자류철석은 황동석 및 섬아연석과 함께 용리조직을 보여준다. 자성이 강하며 현미경 하에서 때로는 쌍정을 보여준다.

X선 회절분석에 의하면 자류철석은 단사형에 속한다.

7-2-5. 섬아연석

섬아연석은 거도광산 지역에서 극히 소량으로 산출되며 일반적으로 자철석, 황동석, 자류철석에 수반된다. 현미경 하에서 특징적인 내부 반사를 잘 보여 준다.

7-2-6. 자연금

자연금은 휘창연석 또는 테트라다이마이트와 함께 수반된다.

자연금은 때로 팔면체의 결정형을 가지기도 하나 대개의 경우 불규칙한 형태를 가진다.

7-2-7. 휘창연석

휘창연석은 일반적으로 자연금, 테트라다이마이트와 함께 산출된다. 이 광물은 [100]에 평행한 수직 조선이 발달하는 엽편상 집합체로서 산출된다. 광물색은 연회색에서 은백색에 이르며 반사 현미경 하에서 다소 푸른 빛을 띠우는 은회색을 가진다. 또한 이는 cross nicols 하에서 연황록색에서 회색에 이르는 이방성을 보여 준다. 때로 휘창연석은 황철석 및 황동석을 교대한다.

7-2-8. 테트라다이마이트

육안적으로 휘창연석과 구별하기 힘들며 반사 현미경 하에서 휘창연석에 비해 다소 크립색을 띠우는 회백색으로 나타난다. 현미경하에서 황백색에서 회백색에 이르는 약한 다색성을 보여 주며 이방성이 강하고 녹색에서 회색에 이르는 편광색을 보여 준다.

화학 시약에 의한 부식 반응에서 $\text{FeCl}_3(20\%)$ 에 의하여 갈색 혹은 청색으로 변하나 $\text{HCl}(1:1)$, $\text{KCN}(20\%)$, 및 $\text{KOH}(40\%)$ 에 의하여 변하지 않는다. 이 광물은 휘창연석에 비해 경도가 낮다.

Glatz(1976)는 $\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{-Bi}_2\text{S}_3$ pseudobinary 계의 합성 실험을 하여 Bi_2Te_3 에서 Bi_2S_3 의 용해도에 따라 α , β , γ -테트라다이마이트 상을 구분하였다. 이에 따르면 본 조사 지역에서 산출되는 테트라다이마이트는 Bi_2S_3 와 용리 조직을 보여주므로 γ -테트라다이마이트에 속할 것으로 추정된다.

7-2-9. 휘동석

휘동석은 78 광체 상부에서 나타난다. 이 광물은 결

정형에 의하여 두 가지 형으로 구분된다. 본 조사 지역에서 산출되는 휘동석은 X선 회절 분석에 의하면 사방정계에 속한다.

이 광물은 빛나는 연회색을 가지며 육각 윤곽을 가지는 탁상 결정으로 a 축에 평행한 조선이 발달하며 패각상 쪼개짐을 가진다. $\text{HNO}_3(1:1)$ 과 반응시 휘동석은 벽개를 보여 준다. 그리고 이는 반동석에 의하여 교대되어 있다. 휘동석과 다른 광물과의 관계는 시료의 부족으로 불명이다.

휘동석은 또한 산화대에서 이차적으로 생성된 것도 관찰되는데 무염 흑색으로 미립 괴상으로 산출된다.

황동석—반동석—휘동석에 이르는 점이적인 교대 조직이 관찰된다.

7-2-10. 반동석

반동석은 현미경 하에서 적갈색을 가지며 공기 중에서의 산화작용에 의하여 다소 푸른 빛을 띠운다. 본 지역에서는 풍화대에서만 산출되며 황동석 및 휘동석을 교대한다.

7-3. 후기 열수 변질 광물

7-3-1. 녹니석

녹니석은 광화 작용과 관련된 모암 변질 광물로서 흔히 산출된다. 대개의 경우 녹니석은 미세한 입자들의 집합체로서 나타나지만 때로는 (001)을 수반하는 의육방 탁상 결정으로 산출된다. 이처럼 결정으로 산출될 경우 백운모와 공생한다.

녹니석은 Fe-Cu 광체 혹은 Au-Bi-Cu 광체의 간극이나 공동내에서 석영, 방해석 혹은 녹립석 등과 함께 맥석 광물로 산출되며 초기 스카른 변질대에서는 기존 광물인 녹염석을 교대한다. 또한 녹니석은 화성암의 후기 변질대에서 세맥상으로도 산출된다.

7-3-2. 견운모

견운모는 흔히 광화 작용과 관련된 화성암의 모암 변질 광물로 산출된다. 이는 Fe-Cu 광화 작용시에 스카른 광물이 생성되기 전 장석으로부터 생성되었다. 주로 화성암체 내에서 녹니석—석영—방해석—(유화광물) 세맥 주변부에서 장석의 교대 산물로 산출된다.

8. 광석의 구조 및 조직

광석 광물 집합체에서 육안적으로 잘 나타나는 구조는 공간 충전 구조가 가장 일반적이며, 현미경적 구조로는 용리 조직 및 교대 조직이다.

그리고 표성대에서는 교결 조직이 특징적으로 나타난다.

8-1. 공간 충전 조직

1) 자철석 광체에서는 맥석 광물과 자철석이 호층을

이루는 호상 조직이 관찰된다.

2) 자철석과 투휘석은 모암의 간극을 따라 발달되는 대칭적인 호상조직을 보여준다.

3) 코카테 구조가 자철석 광상에서 나타난다. 호은펠스가 각력화 작용을 받아 쪼개진 후에 자철석이 이 각력을 둘러싸고, 그 후 녹렴석, 석영, 방해석 등이 남은 공간을 채운다.

4) 자철석자체도 각력화 작용을 받아 각력상으로 산출된다.

5) 공동 충전 구조가 Bi-Au-Cu 광체에서 흔히 나타난다. 황동석 및 황철석은 석류석 입자 사이의 간극내에 침전되어 별집 모양의 조직을 만든다. 그 외 황동석, 황철석, 자류철석, 자연금, 휘창연석 등은 석류석 입자 사이의 공간 혹은 열극을 따라 충전하고 있다.

6) 망상 맥 구조가 본 지역의 광체에서 잘 나타난다. 특히 자철석 및 석영 등으로 구성된 세맥이 화성암류 및 호은펠스에 그물 모양으로 발달되어 있다. 78경에서는 유화 광물 및 방해석 등을 포함하는 맥이 스카른 대내에 망상으로 발달되어 있다.

8-2. 용리 조직

1) 자철석은 황동석 혹은 섬아연석 등의 등근 입자를 포함한다.

2) 황동석은 원형, 타원형 혹은 별 모양의 섬아연석 입자를 산집상으로 포함한다. 그러나 때로는 직선 배열을 하는 듯한 방향성이 나타나기도 한다.

3) 황동석—자류철석—섬아연석 광물군에서는 광물 간에 동시생성 조직을 보여주며 각 입자들은 다른 두 입자를 포함한다.

4) 자연금—휘창연석—테트라다이마이트 광물군에서는 광물 간에 서로 동시생성 조직을 이룬다. 특히 휘창연석과 테트라다이마이트는 oleander leaves 모양의 용리 조직을 가진다.

8-3. 교대 조직

1) 자철석은 입자 내에 불규칙하거나 고리 모양의 잔재 및 불규칙한 잔재만을 남기고 자철석에 의하여 교대되어 있다.

2) Filigree form networks 조직이 Au-Bi-Cu 광체에서 관찰된다. 황철석은 석류석을 입자모서리 내에서 혹은 자류철석은 황동석을 주변부에서 가는 줄 무늬 모양으로 교대하고 있다.

3) 자류철석은 황철석에 의해 교대되어 있다. 이 때 자류철석이 벽계 틈을 따라 황철석으로 교대될 때는 자류철석 입자 내에서 파편상으로 황철석이 나타나는 세포모양의 섬조직이 관찰된다.

4) 황동석 및 휘창연석이 황철석의 벽계 틈을 따라

황철석을 교대하여 격자 모양의 조직을 보여준다.

5) 자철석은 반상 화강섬록암을 교대하는 조직을 보여준다.

8-4. 교결 조직

이 조직은 Au-Bi-Cu 광체의 상부에서 풍화작용에 의하여 이차적으로 유화 광물이 부화되는 표성대에서 관찰된다.

1) 황동석은 반동석으로 반동석은 휘동석으로 변하는 연속적인 교대조직이 나타난다. 때로 반동석은 황동석이 존재하는 틈을 따라 황동석을 교대하기도 한다.

2) 휘동석은 입자 주변부에서 반동석으로 교대되어 있다. 때로 교대 작용이 심한 부분일 경우 포위하는 조직이 나타난다.

3) 황철석은 열극을 따라 휘동석 혹은 피사이트에 의하여 교대되어 있다.

9. 광물의 생성

본 지역에서 산출되는 스카른광물은 이미 앞에서 언급한 바와 같이 시기적으로 화강섬록암의 관입과 관계되는 초기 스카른과 자철석 광상 형성과 관계되는 후기 스카른으로 구분된다. 초기 스카른은 엔도스카른과 엑소스카른으로 세분되며 이들은 각각 화강섬록암 및 퇴적암의 변성 작용과 관련된다. 그리고 후기 스카른은 열수 교대 스카른과 열수 충전 스카른으로 세분되며 이들은 자철석 광상주위의 모암 변질 작용과 자철석 광상 내의 맥석 광물의 생성 작용에 관련된다.

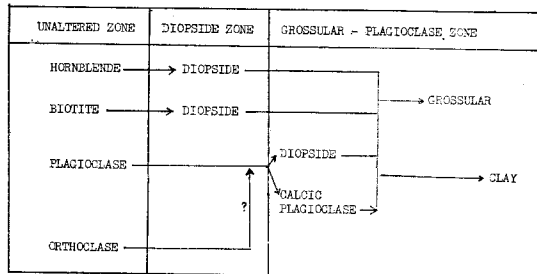
9-1. 초기 스카른광물의 생성

9-1-1. 엔도스카른 광물의 생성

화강섬록암은 엑소스카른과의 접촉부에서 수 mm 혹은 수 cm 규모의 엔도스카른대를 보여준다.

엔도스카른은 화성암의 조직을 대부분 보존하고 있다. 일반적으로 엔도스카른 발달 첫 단계에서는 대부분의 투휘석은 원 광물의 잔재를 함유한다. 두번째 단계에서 장석류는 투휘석 혹은 사장석으로 변했다. 이

Table 5. Sequence of formation of minerals in the endoskarn zone



교대작용은 퇴적암과 접촉부에서 발달되어 있다. 투휘석은 사장석의 쌍정을 그대로 보존하는 가상으로 산출된다. 이 다음 단계에서 투휘석 혹은 사장석은 석류석으로 교대된다. 이 때 석영은 광물 입자 간의 간극 사이 혹은 벽개를 따라 기존 광물을 교대하며 骸晶 조직을 보여준다. 그외 인회석, 스펀 등은 엔도스카르만화되지 않고 그대로 남아 있다.

엔도스카르의 발달 순서를 도표로 나타내면 다음과 같다(Table 5).

9-1-2. 엑소스카르의 생성

저도광산 지역의 석회암은 어평 화강섬록암의 관입에 의하여 재결정되거나 변질되어 스카르대를 형성하고 있다. 이 스카르대는 투휘석, 석류석, 녹염석, 녹니석, 주석, 양기석 등의 광물로 구성되어 있다.

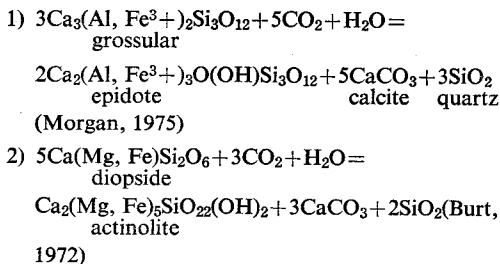
이 스카르의 공생 광물군은 다음과 같다.

- 1) 묘봉층 : Grossular-diopside
- 2) 풍촌석회암층 : Epidote-calcite-(orthoclase)
- 3) 화절층 : Grossular-diopside-(epidote)

Grossular-epidote-calcite-quartz-(actinolite)
 Scapolite-epidote-calcite-(actinolite)
 Epidote-orthoclase-calcite-quartz-chlorite
 Diopside
 Garnet

각 광물 집합체의 상세한 수평적 대상 분포는 추적되지 않았지만 육안적 규모에서 석류석의 맥이 단사휘석을 횡단하는 것이 관찰되었으며 현미경 하에서 석류석이 단사휘석을 교대하는 조직이 관찰된다. 이런 조직은 일반적으로 단사휘석이 먼저 생성되었음을 알려준다. 투휘석 혹은 석류석을 포함하는 스카르대에서는 후퇴 변성 작용에 의하여 석류석은 녹염석, 방해석 및 석영 등으로 교대되며 단사휘석은 양기석, 방해석, 석영 등으로 변질되어 있다.

이런 생성 과정은 다음 반응식으로 나타낼 수 있다.



이 반응은 온도의 감소와 H₂O 에 대한 CO₂ 물분율의 증가에 의하여 일어난다(Morgan, 1975).

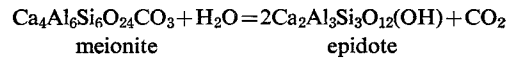
풍촌층 및 화절층 일부에서 녹염석—(정장석)—방해석대가 존재한다. 이와 같은 스카르대에는 화성암의 교

Table 6. Paragenetic sequence of exoskarn minerals

MINERALS	PROGRESSIVE REACTION	RETROGRESSIVE REACTION
CLINOPYROXENE	-----	
GARNET	-----	
EPIDOTE		-----
SCAPOLITE	-----	
ORTHOCLASE		-----
ACTINOLITE		-----
CHLORITE		-----
CALCITE	-----	
QUARTZ		

대 작용을 받은 높은 알카리상으로 추정된다(Zarikov, 1972).

이 스카르대는 후퇴 변성 작용에 의하여 녹염석 및 정장석이 녹니석, 석영 혹은 방해석 등으로 변질된다. 주석—녹염석—방해석 스카르대에서는 주석은 녹염석에 의하여 교대된다. 이 생성 관계는 다음 반응식으로 표현된다.



그리고 투휘석은 후퇴 변성에 의하여 양기석, 방해석, 석영 등으로 변한다.

이들 엑소스카르 광물들의 생성 순서는 Table 6과 같다.

9-2. 후기 스카르광물의 생성

9-2-1. 열수 교대 스카르광물의 생성

이 열수 교대 스카르대는 공간적으로 자철석 광상 주변부에 발달하며 석회암 및 화성암류에서는 자철석, 투휘석, 석류석 등을 포함하는 스카르대를 형성한다. 이 스카르대 형성은 화강섬록암 관입에 따른 스카르대와 중복되어 나타난다.

이 열수 교대 스카르대는 주위 모암의 종류에 따라 살펴보면 다음과 같다.

1) 석회암원 스카르 : 석회암의 수평적인 스카르 발달 양상은 완전히 기술할 수 없지만 자철석 광체 주변부로부터 투휘석대, 투휘석—자철석대로 발달된다.

투휘석대에서는 자형의 투휘석이 다소 방사상 집합체를 형성하면서 스카르 내측으로 발달한다. 이러한 발달 양상은 교대 작용으로 인한 결정 성장과 같다.

투휘석—자철석대에서 또한 투휘석의 자형 결정은 잘 나타나며 타형의 자철석은 투휘석을 다소 교대하거나 투휘석 입자간을 채우는 충전 조직을 보여준다.

2) 화강섬록암원 스카르 : 저도광산 지역의 주 화성암인 화강섬록암은 자철석 광체 주변부에서 대상 모암 변질 양상을 보여준다.

화강섬록암은 자철석 광체의 관입에 의하여 최초로 장석의 견운모화 작용이 일어났다. 이러한 견운모화 작용은 석영의 감소를 가져온다. 이 작용 후에 단사휘석은 견운모화된 장석을 교대했다. 때로는 유색 광물인 흑운모 또는 각섬석이 단사휘석으로 교대되는 양상이 관찰되기도 하는데 이는 엔도스카른화 작용과 중복된다.

투휘석 또는 견운모화된 장석은 석류석에 의하여 교대되며 이 다음에는 이들은 석류석 및 자철석에 의하여 교대된다. 마지막으로 자철석—투휘석이 나타나며 여기에서 투휘석은 자철석에 의해 교대되어 있다. 그리고 이 스카른대에서는 석류석이 완전히 없어지고 석영 입자가 나타난다.

3) 반상 화강섬록암원 스카른: 반상 화강섬록암은 자철석 광체 주변부에서 전술한 화강섬록암과 비슷한 스카른대의 형성을 보여주나 이와 다른 점은 견운모화 작용 및 투휘석화 작용이 절리를 따라 발달하고 있는 점이다. 이는 엔도스카른화작용을 받지 않은 반상 화강섬록암이 화강섬록암에 비해 공극률이 낮고 또한 맥상 관입에 의해 절리가 잘 발달되어 있기 때문에 생긴 것으로 추정된다. 이 스카른은 화성암적으로 갈수록 자철석대, 투휘석—석류석대, 투휘석대 및 견운모대로 변한다.

반상 화강섬록암은 자철석 광체의 관입에 의하여 우선 장석이 견운모화 작용을 받았다. 장석은 육안적으로 적색을 띠우는데 이는 장석이 미립 적철석을 함유하여 생긴 것으로 추정된다.

견운모화 작용 이후 투휘석은 흑운모, 각섬석 및 장석을 교대하였으며 때로는 흑운모의 녹니석화 작용도 관찰된다.

투휘석—석류석대에서는 2개의 석류석띠가 관찰되며 이는 자철석과 공존한다. 이 띠는 교대 작용시 확산 작용에 기인하는 것으로 추정된다.

9-2-2. 열수 충전 스카른광물의 생성

열수 충전 스카른은 공간적으로 열수 교대 스카른과 달리 자철석 광체 생성 이후에 광체 내의 공간을 충전하고 있는 스카른이다. 이 스카른 시기는 자철석 광체 주위에서 성장된 투휘석의 출현으로부터 자철광 광체를 충전하는 양기석—녹니석 출현에 이른다. 산출 광물로서는 투휘석, 녹염석, 석류석, 양기석, 녹니석, 석영, 방해석 등이 이에 속한다.

열수충전스카른의 구조 및 조직상의 특징은 다음과 같다.

- 1) 피상 자철광 사이의 간극 내에 자철석 및 투휘석이 대칭적인 분포를 하면서 대상구조를 보여준다.
- 2) 호온펠스 광역 주위에 자철석 띠가 한겹 둘러싸고

그 광역 사이의 공간 내에 녹염석, 방해석, 석영이 성장하고 있는 정등 구조가 관찰된다.

3) 자철석 광역 사이의 공간 내에 녹염석, 방해석, 석영, 석류석, 유화 광물이 충전하고 있다.

4) 자철석 광역을 포함하는 양기석—녹니석—방해석 띠가 존재한다.

5) 자형의 투휘석이 양기석, 석영, 방해석에 의하여 교대되어 있다.

9-2-3. 후기 스카른의 시간적 공간적 특징

전술한 바와 같이 이 스카른의 형성은 초기 스카른에 중복되어 나타난다. 그래서 이 양자 간의 구별이 매우 힘들다.

그러나, 다음과 같은 시간적 공간적 증거에 의하여 초기 스카른과 구별된다.

1) 자철광체 주변부의 화성암류 및 석회암류는 초기 스카른과는 다른 스카른 발달 양상을 가지며 스카른 광물은 흔히 자철석을 포함한다.

2) 석회암원 스카른 광물로서 자형의 투휘석 결정이 산출된다.

3) 화성암류의 후기 스카른에서는 장석류의 견운모화 작용이 가장 먼저 일어났다.

4) 초기 스카른의 광역을 포함하는 광체가 존재한다.

9-2-4. 후기 스카른 광물의 공생 관계

이상의 특징으로부터 후기 스카른 광물의 공생관계를 표시하면 다음과 같다(Table 7).

9-3. 광석 광물의 생성

9-3-1. 광석 광물간의 공생 관계

각 광석 광물간의 공생 순서를 요약하면 다음과 같다(Table 8).

9-3-2. 자철석의 생성

자철석 광상 내에서는 맥석 광물 중 자철석이 생성되는 동안 혹은 자철석 생성 이후 투휘석이 생성되었

Table 7. Paragenetic Sequence of the late stage skarn minerals related to the Fe-Cu mineralization

MINERALS	HYDROTHERMAL REPLACEMENT SKARN	HYDROTHERMAL FILLING SKARN
GARNET	—	—
CALCOPYRITE	-----	-----
EPIDOTE	-----	-----
ACTINOLITE	-----	-----
CHLORITE	-----	-----
SERICITE	-----	-----
CALCITE	-----	-----
QUARTZ	-----	-----
Fe- OXIDES	-----	-----
SULFIDES	-----	-----

Table 8. Paragenetic Sequence of ore minerals

MINERALS	HYPOGENE	SUPERGENE
MAGNETITE	-----	
HEMATITE	-----	
CHALCOPYRITE	-----	
PYRITE	-----	?
SPHALERITE	-----	
FERROCHOLITE	-----	
NATIVE GOLD	---	
BISMUTHINITE	---	
TETRADIMITE	---	
CHALCOCOITE		-----
BORNITE		-----
LIMONITE		-----

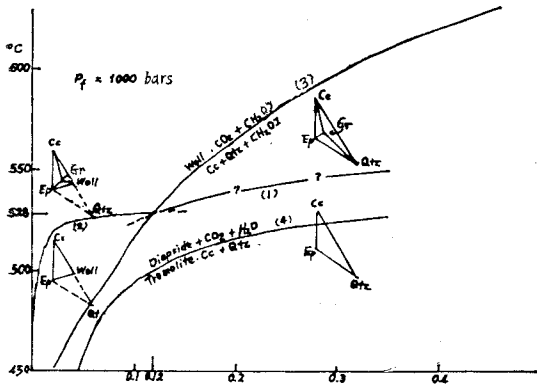


Fig. 2. Isobaric T-Xco₂ diagram related to the formation of wollastonite, grossular-andradite and diopside (by Chatterjee, N.D., 1967).

다. 이들은 그후 투각섬석, 석영, 방해석 등으로 교대되었다. 그리고 이와 동일한 시기에 녹염석-방해석-석영 등이 생성되었다. 이러한 사실로부터 자철석이 생성되었던 최저 온도는 투회석-투각섬석간의 일가 반응에 의하여 제한될 것으로 추정된다. 이 반응식의 CO₂ 몰 농도는 다음 세 반응에 의하여 제한된다.

- 2Epidote + 5Calcite + 3Quartz = 3Grossular-Andradite + 5CO₂ + H₂O
- 3Epidote + 2Calcite + 3Wollastonite = 3Grossular-Andradite + 3CO₂ + H₂O
- Calcite + Quartz + H₂O = Wollastonite + CO₂ + H₂O

이 반응식을 T-Xco₂ 도표로 나타내면 Fig. 2와 같다. 본 지역의 광상에서는 wollastonite가 산출되지 않으므로 Xco₂ 농도는 반응식 2)와 3)이 교차하는 점의 Xco₂ = 0.12보다 높을 것이다. 그러므로 유체 압력을 1kb로 가정할 때 Diopside + CO₂ + H₂O = Tremolite +

Calcite + Quartz의 T-Xco₂(Chatterjee, 1967)에 의하여 자철석의 생성 최저 온도는 대략 500°C 정도일 것으로 추정된다. 물론 이 최저 온도는 유체 압력이 증가함에 따라 증가한다(Slaught et al., 1975).

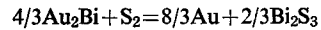
9-3-3. 유화 광물의 생성

본 지역에서 산출되는 유화 광물군의 공생군은 다소 일정한 생성 온도 변화를 가지고 있다.

황동석-황철석 공생 광물의 생성 온도는 Yund와 Kullerud(1966)에 의하면 547°C에서 시작되며 황동석에서 첨가연석이 용리되는 온도는 Wiggins와 Craig(1975) 및 Moh(1975)에 의하면 500°C 전후에서 일어난다.

황동석-자류철석 공생 광물 온도는 Yund와 Kullerud(1966)에 의하면 334°C부터 생성되며 단사형 자류철석은 Rising(1973)에 의하면 251°C 이하에서 생성된다. 그리고 자연금-휘창연석-테트라다이마이트의 생성 온도는 다음과 같이 추정된다.

Hultgren et al.(1973)은 온도 113-371°C에서 maldonite(Au₂Bi)의 유화 작용에 의하여 금과 휘창연석이 생성되는 반응식과 자유 에너지를 제시하였다. 이 반응식은 다음과 같다.



그러므로 본 조사 지역에서 산출되는 자연금-휘창연석-테트라다이마이트는 maldonite가 Te-S와의 반응에 의하여 생겼을 것으로 추정된다. Au-Bi melt에서 maldonite가 생성되는 온도는 Shunk(1969)에 의하면 371°C이며 Barton과 Skinner(1979)에 의하면 maldonite에서 Au 및 bismuth가 생기는 온도는 113°C이다. 그러므로 maldonite의 Te-sulfidation에 의한 자연금-휘창연석-테트라다이마이트 생성 온도는 113°C 이하일 것으로 추정된다. 휘동석은 생성 온도가 감소함에 따라 103°C에서 육방정계에서 사방정계로 변하는 상 변화를 가진다. 본 지역의 휘동석은 사방정계를 가지므로 Roseboom(1966)에 의하면 휘동석은 103°C 이하에서 생성된 것으로 추정된다. 그러나 유화 광물의 생성 온도는 여러가지 요인에 의하여 달라진다(Barton & Skinner, 1979). 그러므로 본 논문에서는 이러한 생성 온도에 따른 유화 광물군이 앞서 제시한 광석 광물간의 공생 관계와 생성 순서가 같다는 점을 제시하고자 할 뿐이다.

9-4. 후기 열수 변질 광물의 생성

철-등의 광화 생성 시기 동안 혹은 그 이후에 일어난 후기 열수 시기의 변질 광물들은 화성암류 및 스키타에서 잘 관찰된다. 이 시기에 일어난 변질 작용으로서는 건운모와 작용, 녹니석화 작용, 녹염석화 작용, 탄산염화 작용, 황철석화 작용 등이 있다.

이러한 변질 양상으로 주위 모암에서는 방해석-녹니석-석영-(유화 광물) 세맥이 잘 발달된다.

화강섬록암의 중앙부에서는 특징적인 후기 변질 양상이 관찰된다. 이 변질대에서는 방해석-녹니석 세맥 주변부로부터 비변질대로 갈수록 녹염석대-견운모대가 발달한다. 그리고 방해석 세맥이 방해석-녹니석 세맥을 가로 지른다.

이러한 변질 작용의 모식도는 다음과 같다(Fig 3).

견운모대는 적색을 띠우며 녹염석대는 연두색을 띠우며 방해석-녹니석대는 녹색을 가진다. 그리고 사장석의 엘바이트 쌍정이 세맥 주변부에서 다소 요곡된다. 이는 세맥의 관입에 의한 내부 압력증가에 기인하는 것으로 추정된다.

후기 변질 양상은 장석이 견운모로 변하는 견운모화 작용으로 시작되었다. 이 작용은 K^+/H^+ 이온을 소비하고 Ca^{++} 이온을 방출한다. 이 견운모대에서는 적색을 띤 장석이 나타나는데 이는 미립의 적철색 입자에 기인하는 것으로 추정된다. 그후 변질 반응에서 장석 및 유색 광물은 미립질의 녹염석으로 변한다. 이 녹염석의 형성은 CO_2 의 낮은 분압과 증가된 Ca^{++} 이온 농도에 기인한 것으로 추정된다. 그 후 CO_2 의 분압 증가와 함께 방해석이 생긴다. 초기 스카른의 석류석은 이러한 후기 열수 변질 작용에 의해 녹염석, 녹니석,

석영 등으로 변한다.

이외에도 화성암류는 장소에 따라 방해석 세맥에 의하여 탄산염화 작용 및 황철석화 작용을 보여준다. 특히 여기에는 인회석이 황철석 및 방해석으로 교대되는 양상이 특징적이다. 그리고 Au-Bi-Cu 광상에서는 석류석의 녹니석화 작용과 단사휘석의 변질 양상이 관찰된다.

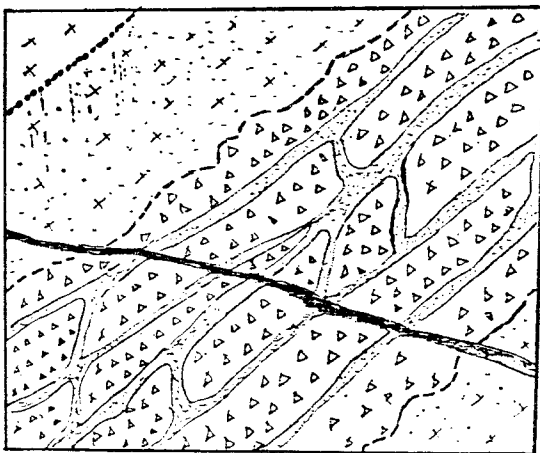
10. 광상의 형성

10-1. 화성암체의 관입

거도광산 지역에서는 화강섬록암과 반상 화강섬록암 등 두 시기의 화성암체 관입이 있었다. 이들 관입 시기는 초기 스카른화 작용 시기를 시간적으로 제한했다. 이 지역의 주 화성암체인 화강섬록암이 퇴적암 지층을 관입함에 따라 퇴적암은 호온펠스 및 스카른화 되었다. 이 이후에 대략 NS 방향의 단층 작용이 일어나서 스카른화된 지층은 변이되었다. 그리고 반상화강섬록암이 단층선을 따라서 혹은 그 방향과 다소 평행하게 관입했다.

10-2. 변성대의 형성

화강섬록암 주위 퇴적암류는 호온펠스 및 스카른화 되었으며 화강섬록암 또한 엔도스카른화작용을 받았다. 엔도스카른화 작용의 열역학적 기구에 관한 상세한 연구는 찾아볼 수 없지만 본조사 지역의 엔도스카른의 발달 양상은 Kennedy(1953) 및 Perry(1969)의 연



- Granodiorite
- Sericitized Granodiorite
- Epidotized Granodiorite
- Chlorite and Calcite veinlets
- Calcite veinlets

Fig. 3. Late hydrothermal alteration of granodiorite.

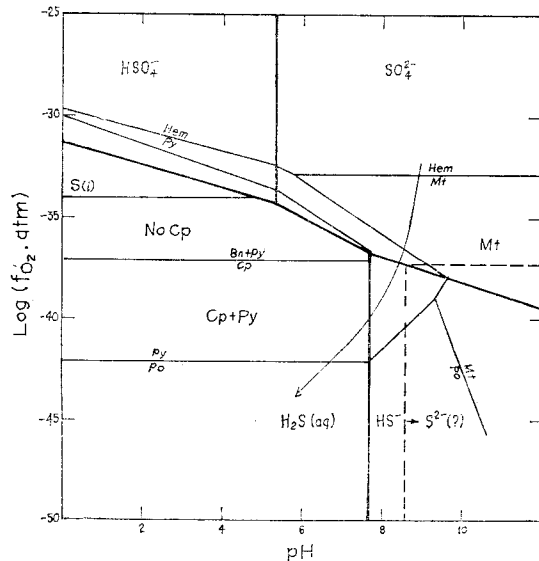


Fig. 4. Variation of mineralizing solution plotted on the fO_2 stability fields of Cu-Fe-S-O minerals at 250°C (Crerar, D.A. and H.L. Barnes, 1976).

구 결과와 비슷하다. 본 조사 지역에서 초기스카른 광물로서 흔히 산출되는 광물은 그로쉴라와 투휘석이다. 스카른 작용은 탈탄소 작용을 수반하는데 비해 수화 작용을 수반하는 후퇴 변성 작용이 대부분의 스카른대에서 일어났다. 후퇴 변성 작용은 CO₂ 분압의 증가와 온도의 감소에 기인하는데 이 작용의 결과로 녹염석이 생성되었다. 이 작용은 초기 스카른의 전진스카른화작용에 이어 연속적으로 일어났다.

10-3. 광화 작용

본 조사 지역에서 광화 작용은 Fe-Cu 광화 작용 및 Au-Bi-Cu 광화 작용 등 2가지 형이 존재한다. 이들 광화 작용은 초기 스카른화 작용 이후에 일어났다.

10-3-1. Fe-Cu 광화 작용

Fe-Cu 광화작용은 연속적으로 일어나는 활동이지만

시기적으로 Fe 광화 작용과 Cu 광화 작용으로 구분된다. Fe 광화 작용은 초기 단계에서 후기 스카른화 작용 및 각력화 작용을 동반하며 형성되었으며 Cu 광화 작용은 열수 증진 스카른과 병행하여 진행되었으며 후기 열수 변질 양상을 수반했다.

10-3-2. Au-Bi-Cu 광화 작용

Au-Bi-Cu 광화 작용은 후기 열수 변질 양상을 수반한다. 일반적으로 광석 광물은 조립질 석류석 스카른 내의 정동을 충전하는 배태 양상을 가진다. 때로는 석류석 스카른을 교대하면서 녹염석 및 황동석이 만들어 지기도 했다.

10-4. 광상 형성의 물리화학적 환경 고찰

철—동의 산화 및 유화 광물은 다소 일정한 생성 온도 순서를 가지며 또한 광물의 pH-ac₂ 도식에서 생성

Table 9. Sequence of ore-forming processes in the Geodo mine area

ORE FORMING PROCESS		TIME SEQUENCE
IGNEOUS ACTIVITY	Intrusion of Granodiorite	—————
	Intrusion of Porphyritic Granodiorite	-----
WALL ROCK ALTERATION	Hornfelsization	-----
	Exo-skarnization	-----
	Endo-skarnization	-----
	Hydrothermal replacement skarnization	-----
	Hydrothermal filling skarnization	-----
	Late hydrothermal alteration	-----
ORE- FORMATION	Fe-minerization	-----
	Sulfides-minerization	-----
STRUCTURAL ACTIVITY	Faulting of NS system	-----
	Brecciation	-----

순서에 따라 열수 용액 중의 ao_2 가 감소되며 pH가 증가하는 경향을 보여준다(Fig. 4).

이 경향은 스카른 및 Fe 광상이 다소 알칼리성-중성에 이르는 열수 용액에서 생겨나며 유화 광물 및 후기 열수 변질 광물은 중성-산성에 이르는 열수 용액에서 생성됨을 보여준다. 그리고 열수 용액의 변화에 따른 광석 광물 집합체 간의 관련성을 고려하면 장산, 태백광체와 78광체가 동일 열수 용액과 관련된 것으로 추정된다.

10-5. 광상 형성 작용의 시간적 순서

앞서 기술한 사실을 종합하여 볼 때 본지역의 화성 활동, 모암 변질 작용, 광상 배태 및 기타 구조적 활동은 다음과 같은 시간적 순서를 가진다(Table 9).

10-6. 광상의 성인적 고찰

본 광상은 시기적으로 화성암체의 관입과 고생대 퇴적암 지층의 초기 스카른화 작용 이후 기원 미상(또는 추측컨데 반상화강섬록암과 관련된)의 열수 용액의 이동에 의해 생성되었다. 이 광상의 형성은 스카른화 작용 및 후기 열수 변질 작용 등의 모암 변질 작용과 각력화 작용 및 단층 작용 등의 구조적 활동과 밀접히 관련된다. 이들 작용은 열수 용액의 이동에 필요한 공간과 광석 광물의 침전에 필요한 물리화학적 환경을 제공하였다. 그리하여 심부의 자철석에서 휘동석에 이르는 본 광상에 산출되는 광석 광물의 집합체는 다소 일정하게 나타나서 생성 당시의 pH, fo_2 및 온도의 변화 양상을 보여준다.

이런 사실을 종합하여 볼 때 본 광상은 Fe-Cu 광상은 열수 충전을 수반한 파이프상의 교대 광상이고 Au-Bi-Cu 광상은 맥상의 열수 광상으로 사료된다.

11. 결 론

본 연구 결과를 종합하면 다음과 같다.

(1) 본 조사 지역의 지질은 캄브리아기에서 오오도비스기에 이르는 고생대 퇴적암류와 이를 관입하는 백악기 초의 화성암류로 구성된다. 화성 활동은 $N10^{\circ}W-N10^{\circ}E$ (NS 계) 단층 작용시기를 전후하여 화강섬록암 관입 시기와 반상 화강섬록암 관입시기로 구분된다.

(2) 본 광상은 철-동 광상과 금-비스머드-동 광상으로서 철-동 광상은 묘봉층의 접촉 변성대 및 이에 접하는 화성암류내에 부존하고 금-비스머드-동 광상은 화절층의 접촉 변성대 내에 국부적으로 발달되어 있다.

(3) 스카른 및 모암 변질 작용은 화성활동 및 광화작용과 관련되어 6가지 유형으로 구분된다.

화성활동과 관련된 모암변질 : 호온펠스화 작용,

Exoskarn 화 작용, Endoskarn 화 작용

Fe 광화 작용에 수반된 변질 : 열수 교대 스카른화 작용, 열수 충전 스카른화 작용

Cu 광화 작용에 수반된 변질 : 후기 열수 변질 작용

(4) 본 논문에서는 광물의 정확한 감정과 광물 간의 조직을 해석하기 위하여 광학 현미경, 화학 분석, 에칭 시험, X선 회절 분석, 적외선 흡수 분광 분석이 실시되었다.

(5) 본 지역에서 산출되는 맥석 광물로는 호온펠스대에서는 석영, 석류석, 단사휘석, 녹염석, 사장석 등이 있으며 초기 스카른대에서는 석류석, 단사휘석, 녹염석, 주석, 양기석, 석영, 방해석, 견운모, 녹니석 등이 있으며 후기 열수 변질대에는 녹염석, 녹니석, 견운모, 석영, 방해석 등이 관찰된다. 일반적으로 석류석은 열수 충전스카른에서 나타나는 안드라다이트를 제외하고는 그로쉴라에 해당되며 단사휘석은 투휘석에 해당된다.

(6) 본 지역에서 산출되는 광석 광물로는 심성대에서는 자철석, 황철석, 황동석, 자류철석, 섬아연석, 금, 휘창연석, 테트라다마이트 및 휘동석이 산출되며 지표 풍화대에서는 휘동석, 반동석, 침철석 등이 나타난다.

(7) 본 광상의 형성 작용은 화성 활동, 모암 변질 작용 및 기타 구조적 활동과 밀접한 관련을 가진다. 이들의 작용과 활동은 시기적으로 광상 형성의 전후에 일어나서 열수 용액의 물리화학적 조건에 변화를 주는 이른바 광상이 형성될 수 있도록, 광상 형성의 기반을 조성했다.

(8) Fe-Cu 광상은 열수 충전을 수반한 파이프상의 교대 광상이고 Au-Bi-Cu 광상은 맥상의 열수 광상이다.

참 고 문 헌

- 광업 진흥 공사(1968) 거도광산 조사 보고서(미발표)
 " (1975) " (")
 " (1976) " (")
 " (1980) " (")
 김득래(1979) 거도광산의 Fracture pattern 에 관한 연구 : 서울대학교 대학원 교육학 석사학위 논문
 김옥준(1971) 남한의 신기 화성암류의 관입 시기와 지각변동 : 광산지질, 4권, pp. 1-8.
 김재문(1979) 거도광산의 광석 광물의 공생 관계에 대하여 : 서울대학교 대학원 교육학 석사학위 논문
 원영환(1979) 거도광산 스카른 광물의 대상 분포에 관한 연구 : 서울대학교 대학원 교육학 석사학위 논문

문

- 유대섭(1960) 혈리 및 어평 지구 불투명 광물의 현미경에 의한 연구: 서울대학교 대학원 공학 석사학위 논문
- 이부경(1981) 거도 철동 광산의 스킨 광화 작용과 암석 지구 화학에 관한 연구: 서울대학교 대학원 공학 석사학위 논문
- 태백산 지구 지하자원 조사단(1962) 태백산 지구 지질도
- 홍준기, 전용원(1965) 상동, 어평 및 금정 지구의 광화 작용(1): 서울대학교 공과 대학 연구 보고, 1권 pp. 285-294.
- Barton, P. B. Jr. and Skinner, B. J. (1979) Sulfide mineral stabilities in Geochemistry of hydrothermal ore deposits, H. L. Barnes, ed., New York. Holt, Rinehart, and Winston 278-403.
- Burt, D. M. (1972). Mineralogy and geochemistry of Ca-Fe-Si skarn deposits. Unpublished Ph. D. thesis, Harvard Univ.
- Chatterjee, N. D. (1967) Experiments on the phase transition calcite wollastonite epidote grossular-andradite CO_2-H_2O . Contr. Mineral. and Petrol., Vol. 14, pp. 114-122.
- Crearar, D. A. and Barnes, H. L. (1976) Ore solution chemistry V. solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 to 350 C, Econ. Geol., Vol. 71, pp. 772-794.
- Farrar, E., Clark, A. H. and Kim, O. J. (1978) Age of the Sangdong tungsten deposit, Republic of Korea and its bearing on the metallogeny of the southern Korea peninsula. Econ. Geol., Vol. 73, pp. 547-552.
- Glatz, A. C. (1967) The $Bi_2Te_3-Bi_2S_3$ system and the synthesis of the mineral tetradymite, Am. Mineral., Vol. 52, pp. 161-170.
- Helgeson, H. C. (1969) Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Am. Jour. Sci., Vol. 267, pp. 729-804.
- Hultgren, R., Desei, P. D. Hawkins, D. T., Gleiser, M., Kelley, K. K., and Wagman, D. D. (1973) Selected values of the thermodynamic properties of the elements, Am. Soc. Metals.
- Liou, J. G. (1973) Synthesis and stability relations of Epidote, $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$. Jour. petrol., Vol. 14, pp. 381-413.
- (1974) Stability relations of andradite-Quartz in the system Cu-Fe-Si-O-H, Am. Mineral., Vol. 59, pp. 1016-1025.
- Miyazawa, T. (1978) Contact-metasomatic deposits in Japan and Korea. In: Hamashima(ed), Shiraizumi To, Tokyo, pp. A3-A139.
- Moh, G. (1975)
- Morgan, B. A. (1975) Mineralogy and origin of skarns in the Mont Morrison pendant, Sierra Nevada, California. Am. Jour. Sci., Vol. 275, p. 119-142.
- Neuton, R. C. (1966) Some Calc-Silicate equilibrium relations Am. Jour. Sci., Vol. 264, pp. 204-222.
- Olimpio, J. C. Anderson, D. E. (1978) The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnet, South Morar, Scotland. Am. Mineral., Vol. 63, pp. 677-689.
- Papike, J. J. and Zoltai, T. (1965) The crystal structure of a marialite scapolite. Am. Mineral., Vol. 50, pp. 641-655.
- Perry, D. V. (1969) Skarn genesis at the Christmas mine, Gila Country, Arizona. Econ. Geol., Vol. 64, pp. 255-270.
- Ramdohr, P. (1969) The orfminerals and their intergrowths. Oxford, pergamon press.
- Roseboom, E. H. Jr. (1966) An investigation of the system Cu-S and some natural copper sulfides between 25°C and 700°C. Econ. Geol., Vol. 61, pp. 641-672.
- Rustein, M. S. and Yund, R. A. (1969) Unit-cell parameters of synthetic diopside-hedenbergite solid solution. Am. Mineral., Vol. 54, pp. 238-245.
- Schwarcz, H. P. and Speelman, E. L. (1963) Determination of sulfur and carbon coordination in scapolite by infrared absorption spectrophotometry. Am. Mineral., Vol. 50, pp. 656-666.
- Shoji, T. (1975) Role of temperature and CO_2 pressure in the formation of skarn and its bearing on mineralization. Econ. Geol., Vol. 70, pp. 739-749.
- Slaughter, Kerrick, D. M. and Wall, V. J. (1975) Experimental and thermodynamics study of equilibria in the system $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ Am. Jour. Sci., Vol. 275, pp. 143-162.
- Taylor, B. E. and Liou, J. G. (197) Die stabilitätsbeziehungen von Andradit im einer fluiden C-O-H phase bei tiefen Temperaturen: Experimentelle Daten and Daten aus Celändebeobachtungen.

- Fortschr. Miner., Vol. 54, pp. 98. Ueda, N. (1968)
- Ueda, N. (1968) Reconnaissance survey of the geochronology of the Korean Penninsusula, Master's thesis, Univ. of Tokyo.
- Ulbrich, H. H. (1973) Crystallographic data and refractive indices of scapolites. Am. Mineral., Vol. 58, pp. 88-92.
- White, A. J. R. (1959) Scapolite-bearing marbles and calcsilicate rocks from Tungkillo and Milendella. South Australia, Geol. Mag., Vol. 96, pp. 285.
- Wiggins, L. B. and Craig, J. R. (1975) A reconnaissance investigation of chalcopyrite-sphalerite relationships in the Cu-Fe-Zn-S system (abst): Geol. Soc. Am., Abst. Prog., Vol. 7, pp. 1317.
- Winkler, H. G. F. (1965) Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin-Heidelberg-New York, Springer Verlag.
- Yun, S. K. (1979) Petrochemistry, hydrothermal alteration, and trace element geochemistry of ore related igneous rocks along southern margin of the Taebaesan Basin, Korea. Jour. Geol. Soc. Korea, Vol. 15, pp. 141-167.
- Yund, R. A. and Kullerud, G. (1966) Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. Jour. Petrol., Vol. 7, pp. 454-488.
- Yusa, K., Kitakaze, A. and Sugaki, A. (1979) Synthesized bismuthtellurium-sulfur system minerals-synthetic sulfide minerals (IX)-The Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. III, Vol. XIV, No. 2, pp. 121-133.
- Zharikov, U. A. (1968) Skarns. International Geol. Rev., Vol. 12, pp. 541-559, 619-647, 760-775.