

태백산광화대 북부 낙천, 은치, 중봉 금-은광상의 안정동위원소 연구

황 정* · 박희인**

Stable Isotope of the Nakcheon, Eunchi and Jungbong Gold-Silver Deposits in the Northern Taebagsan Mining District

Jeong Hwang* and Hee-In Park**

ABSTRACT : The gold-silver deposits of the Nakcheon, Eunchi and Jungbong mine in the northern Taebagsan mining district are composed of fissure filling veins emplaced in Precambrian meta-sediments and Jungbongsan granite. Based on the changes of ore texture and mineralogy, ore mineral chemistry, fluid inclusion and mineralizing condition, a regional zoning is recognized from the Nakcheon to the Eunchi and Jungbong ore deposits, and this trend of zoning is also recognized by stable isotope compositions. Stable isotope compositions show that the source of sulfur and carbon is mainly igneous origin, and the water of ore fluid in the Nakcheon ore deposits is mainly magmatic origin but much of meteoric water is involved in ore fluid of the Eunchi and Jungbong ore deposits. The ore deposits of study area is polymetallic meso to epithermal type genetically related to the acidic igneous pluton. Due to the differential erosion level and mineralized depth, each ore deposits has a slightly different characteristic of mineralization; The Nakcheon ore deposits belong to meso-epithermal type, but the Eunchi and Jungbong ore deposits belong to epithermal type.

서 언

강원도 정선군과 삼척군 일대에는 금-은 광상이 밀집 부존하고 있어 정선 금-은 광상구 (김옥준, 1970)라 불리고 있다. 이 중 정선군 임계면과 삼척군 하장면의 낙천리-골지리-중봉리 일대(Fig. 1)에는 이 지역 기반암류내의 주요 지질구조선인 남북방향의 단층을 따라 수많은 금-은, 동, 연-아연 광맥군이 밀집 분포한다. 이 지역 지질에 대하여는 태백산지구 지하자원 조사단 (1962)에 의한 하임계 도폭이 발간되어 있고, 김정환, 기원서 (1991)의 지질구조에 대한 연구, So *et al.*(1981)과 조등룡 (1984)의 각섬암에 대한 연구, 그리고 이승철(1991)의 화강암류에 대한 연구가 있다. 광상에 대하여는 이건설 (1939), 서정

률 등 (1986), 문건주 등 (1988, 1989)의 탐사보고와 박희인 (1990), 박희인 등 (1988a, 1988b, 1992b), 박희인, 황 정 (1992a, 1993), 황 정 (1994)의 연구가 있으며, 이외에 대한광업진흥공사의 한국의 광상, 광상시추조사보고, 탐광굴진 등의 간단한 시추보고가 있다.

이 지역 광상에 대한 자료들을 종합 검토해보면 다음과 같은 몇가지 특성으로 요약된다.

① 광상의 모암: 태백산광화대의 금-은 광상들은 주로 조선누층군이 모암이나, 연구지역 광상의 모암은 주로 선캄브리아 변성퇴적암류와 중봉산화강암이다.

② 산출광물: 연구지역 광상에서는 여러종류의 Sn-광물과 테트라헤드라이트계 광물들이 산출된다.

③ 관계화성암: 태백산광화대의 금-은 광상 분포지역에는 관계화성암으로 추정되는 복합화강암체가 광상주변에 노출되어 있는 경우가 많으나, 연구지역에는 광상과 시공 간적으로 밀접한 관계를 갖는 화성암체가 노출되어 있지 않다.

* 한국해양연구소 극지연구센터 (Polar Research Center, KORDI, Ansan P. O. Box 29, Seoul 425-600, Korea)

** 서울대학교 지질학과 (Dept. of Geological Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea)

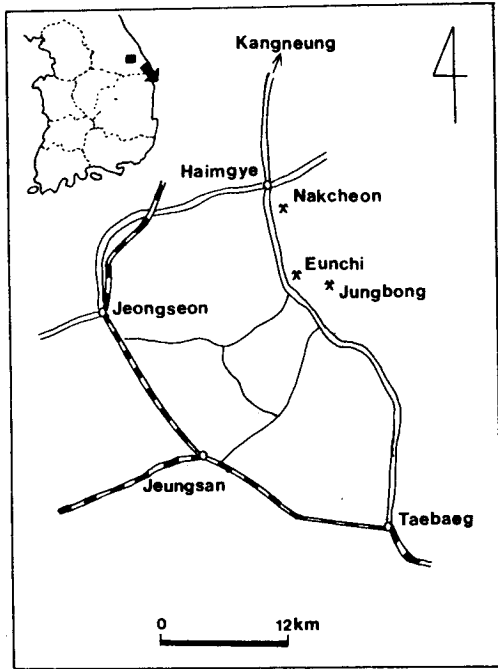


Fig. 1. Location map of the study area.

이 연구의 목적은 이 지역에서 산출되는 광석의 안정동위원소 자료를 기존 연구자료와 함께 종합·검토하여 태백산광화대 북부의 선캄브리아 기반암에 부존하는 금-은 광상의 성인을 고찰하는데 있다.

지 질

연구지역은 태백산광화대 북부지역으로서, 지질은 선캄브리아 변성퇴적암류와 중봉산화강암, 캄브리아기의 조선누층군, 시대미상의 각섬암으로 구성된다 (Fig. 2). 변성퇴적암류는 연구지역 남부에 분포하며, 사질암과 이질암의 호층으로 구성되나 사질암이 우세하다. 중봉산화강암은 연구지역 북부에 분포하며, 변성퇴적암류를 관입한 화강암체 연변에는 거정질의 전기석을 많이 포함하기도 한다. 중봉산화강암을 생성시킨 마그마의 기원에 대하여 김정환, 주승환 (1985)은 상부맨틀 기원으로, 이승철 (1991)은 지각물질 기원으로 보고하였다. 연구지역 서측에 주로 분포하는 조선누층군은 변성퇴적암류와 중봉산화강암을 부정합으로 피복하며, 기저의 장산규암층으로부터 상부의 풍촌석회암까지 발달한다. 각섬암은 낙천리에서 골지리사이에 주로 분포하며 풍촌석회암을 제외한 상기 암층의 경계부를 따라 판상 또는 암맥상으로 관입하였다. 각섬암과 풍촌석회암의 접촉부를 볼 수 없어 각섬암

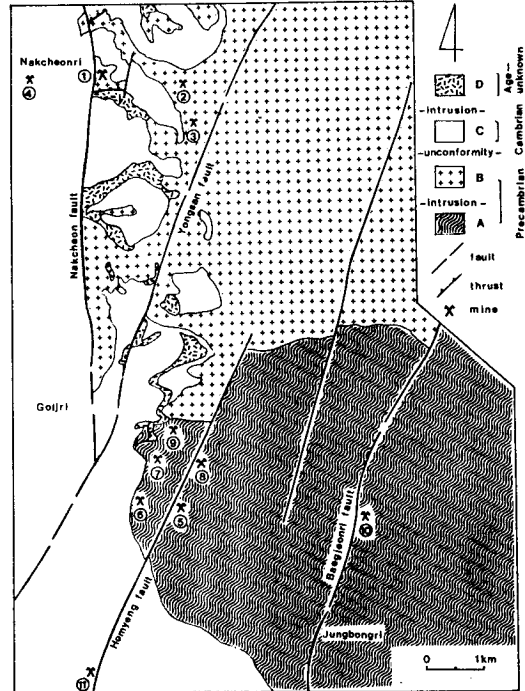


Fig. 2. General geology of the Nakcheon, Eunchi and Jungbong mine area. A; meta-sedimentary rocks, B; Jungbongsan granite, C; Joseon Supergroup, D; Amphibolite, ①; Nakcheon mine, ②; Dongmyeong mine, ③; Gongyeong mine, ④; Imgye mine, ⑤; Eunchi mine, ⑥; Deogam mine, ⑦; Goljiri mine, ⑧; Hanyong mine, ⑨; Seoyue mine, ⑩; Jungbong mine, ⑪; Deogam prospect.

의 관입시기는 불명하나, 김정환, 기원서 (1991)는 관입시기를 묘봉층 퇴적이후와 풍촌석회암층 퇴적이전일 것으로 추정하였다.

연구지역의 지질을 규제하는 대표적인 지질구조는 중봉산 도움구조와 남북방향의 단층 및 동서방향의 드러스트들이다 (Fig. 2). 태백산지구 지하자원 조사단 (1962)은 이 지역의 기반암이 남북방향의 장축을 갖는 도움구조로 분포하고 있어, 이를 중봉산 배사구조라 하였다. 기반암류와 조선누층군의 지질경계선은 중봉산 배사구조의 지질규제로 반월형을 이룬다. 이 지역내에 발달하는 단층들은 드러스트판들의 차별운동에 의해 생성되었거나, 기존의 약선대가 재활성되어 생성된 주향이동단층이다 (김정환, 기원서, 1991).

광 상

광상은 이 지역 주요 지질구조선인 남북방향 단층의 연변에 발달하는 열극을 충진한 맥상광상으로서, 주향이

EW계와 N30°W계인 광맥군들로 구성된다. 이들 광맥은 10여개의 광상으로 개발되었다. 북부의 낙천리-용산리 일대에는 연-아연과 이에 수반되는 금-은을 대상으로 개발된 낙천광산, 공영광산, 동명광산, 임계광산이 있으며, 남부의 골지리-중봉리 일대에는 주로 은을 대상으로 개발된 은치광산, 중봉광산, 골지리(세우)광산, 서유광산, 한용광산, 덕암광산과 이들 광상의 탐광적이 여러곳에 산재한다 (Fig. 2). 이중 광상의 개발정도와 광석의 생산실적으로 보아 낙천광산, 은치광산, 중봉광산이 대표적인 금-은 광산들이다. 개발된 광산중 지형적으로 가장 낮은 곳인 낙천광산과 가장 높은 곳인 중봉광산 사이에는 540 m의 고도차가 있으며, 이들 사이의 수평거리는 9 Km에 달한다. 광상은 북부의 낙천리-용산리 일대와 남부의 골지리-중봉리 일대에 밀집 부존한다. 연구대상 광산은 낙천, 동명, 공영, 은치, 덕암, 서유, 중봉광산이나, 각 광산이 낙천과 은치광산에 인접해 있고, 유사한 광맥계를 가지며, 일부는 동일맥의 연장을 개발한 광산들이어서 (박희인 등, 1988b; 1992b), 각 지역의 대표적인 광산명을 취하여 북부지역 광산은 낙천광산, 남부 골지리 일대의 광산은 은치광산, 그리고 남부의 중봉리 일대의 광산은 중봉광산으로 부르기로 한다.

광맥들은 시기를 달리하는 광화작용의 중첩으로 만들어진 북성맥으로서 세 광상의 광석에서 공통적으로 석영, 능망간석, 황화광물이 각케이드구조나 호상구조를 이루며 곳곳에 빗구조나 정동이 발달한다. 또한 광석 산출지의 표고에 따라 광석구성광물과 조직을 달리하기도 하여 고도가 낮은 낙천광산에서는 괴상광석이나 맥연변에 백운모대가 발달하기도 한다. EW계와 N30°W계 광맥에서 산출되는 광석의 구조와 구성광물은 동일하며, 낙천광산, 동명광산, 은치광산의 광산에서 산출되는 맥구성광물이나 모암변질물의 K-Ar 연령은 모두 백악기말이다 (박희인 등, 1988a; 박희인, 1990).

광 석

산출광물

산출되는 base-metal 황화광물은 자류철석, 유비철석, 황철석, 백철석, 섬아연석, 방달석, 황동석이며, Sn-광물은 석석, 스탠나이트 (stannite), 케스테라이트 (kesterite), 스탠노이다이트 (stannoidite), 모소나이트 (mawsonite), Ag-Sn-S 광물이다. 테트라헤드라이트계 (tetrahedrite-series) 광물은 테난타이트 (tennantite), 테트라헤드라이트 (tetrahedrite), 함은-테트라헤드라이트 (argentian-tetrahedrite), 프라이버자이트 (freibergite)이며, 은광물

Minerals \ ore deposits	Nakcheon	Eunchi	Jungbong
(Base-metal sulfides)			
pyrrhotite	***	*	
arsenopyrite	****	**	
pyrite	****	****	***
marcasite	**	****	***
sphalerite	****	****	***
chalcopyrite	****	****	***
galena	****	****	***
(Sn - minerals)			
cassiterite	*	**	**
stannite	*	**	**
kesterite	*	**	**
stannoidite	*	**	**
mawsonite	*	**	**
Ag-Sn-S minerals			
tennantite-series)			
tennantite	*	*	
tetrahedrite	*	**	
Ag-tetrahedrite		***	***
freibergite			***
(Ag-(Cu) sulfides)			
chalcocite		*	
Ag-chalcocite		**	
stromeyerite	*	**	**
argentite		***	**
argyrodite			*
(Ag-Sb sulfosalts)			
pyrrargyrite	*		***
polybasite			***
stephanite			*
(Native elements)			
native bismuth	**		
electrum	***	*	**
native silver	**	***	***
(Silicates)			
quartz	****	****	****
muscovite			
(Carbonates)			
siderite	**		**
dolomite		**	**
calcite		**	**
kutnahorite	***	***	***
rhodochrosite			
(The others)			
illmenite	*	*	*
rutile	**	*	*
barite		*	*

**** very abundant *** abundant ** moderate * rare

Fig. 3. Relative mineral abundances of ore minerals.

은 함은-취동석, 스트롬메이어라이트 (stromeyerite), 휘은석, 농홍은석, 폴리바사이트 (polybasite), 스테파나이트 (stephanite), 아지로다이트 (argyrodite)이다. 원소광물로서는 자연비스무트 (native bismuth), 자연은, 에렉트럼 (electrum)이 산출된다. 맥석광물은 주로 석영과 능망간석이며, 이외에 능철석, 돌로마이트 (dolomite), 방해석, 쿠티나호라이트 (kutnahorite) 등의 탄산염광물이 산출된다. 석영과 능망간석은 세 광상의 광석에서 산출되는 대표적인 맥석광물이다. 산출되는 금-은 광물중 양적으로 중요한 것은 낙천광산에서는 에렉트럼이며, 은치광산에서는 자연은, 휘은석, 함은-테트라헤드라이트, 중봉광산에서는 자연은, 휘은석, 함은-테트라헤드라이트, 프라이버자이트, Ag-Sb 유염광물이다 (Fig. 3).

광물공생관계

광석들간의 절단관계로부터 수립된 광석의 생성횟수는 세 광산에서 정확히 일치하지는 않는다. 그러나, 주요 광석광물이 산출되는 광석은 주로 석영, 능망간석과 황화광물이 호상구조를 이루고 있어 이를 기준으로 각 광산의 광석생성시기를 대비하여 볼 수 있다. 세 지역 광산에서

의 개략적인 광석광물의 침전순서는 base-metal 황화광물 → base-metal 황화광물, 테트라헤드라이트, Sn-광물, 에렉트럼 → 함은-테트라헤드라이트, 프라이버자이트,

Ag-Sn-S계 광물, 에렉트럼, Ag-Sb 유염광물 → 자연은, 휘은석, Cu-Ag 황화광물 순이다 (Fig. 4).

광상의 대상분포

Minerals	Early	Late
(Base-metal sulfides)		
Pyrrhotite	-----	
Arsenopyrite	-----	
Pyrite	-----	
Sphalerite	-----	
Chalcopyrite	-----	
Galena	-----	
(Sn-minerals)		
Cassiterite	-----	
Stannite	-----	
Kesterite	-----	
Stannoidite	-----	
Mawsonite	-----	
Ag-Sn-S	-----	
(Tetrahedrite-series)		
Tennantite	-----	
Tetrahedrite	-----	
Ag-tetrahedrite	-----	
Freibergite	-----	
(Ag-minerals)		
Argentite	-----	
Pyrrargyrite	-----	
Polybasite	-----	
Stephanite	-----	
Argyrodite	-----	
Ag-Chalcocite	-----	
Stroeyerite	-----	
(Au-Ag minerals)		
Electrum	-----	
Native silver	-----	

광석광물

base-metal 황화광물은 낙천광상에서 가장 많고 은치광상에서 중봉광상으로 가면서 적어진다. Sn-광물 중 석석, 스타나이트는 세 광상에서 공통적으로 산출되고, Ag-Sn-S 광물은 은치와 중봉광상 광석에서 산출되며, 케스테라이트, 스타노이다이트, 모소나이트는 은치광상의 광석에서만 산출된다. 테트라헤드라이트계 광물은 은치와 중봉광상의 광석에서 산출되며, 이중 은치광상의 광석에서는 테난타이트, 테트라헤드라이트, 함은-테트라헤드라이트가 산출되며, 중봉광상의 광석에서는 함은-테트라헤드라이트와 프라이버자이트가 산출된다. 테트라헤드라이트계 광물의 화학조성은 은치광상에서 중봉광상으로 광석의 산출표고가 높아지면서 Cu, As에 대한 Ag, Sb의 함량은 각각 높아지고, S함량은 낮아진다 (박희인, 황 정, 1992a). 은광물은 자연은과 휘은석이 세 광상에서 공통적으로 산출되며, 이외에 은치광상에서는 Cu-Ag 황화광물들이 그리고 중봉광상의 광석에서는 Ag-Sb 유염광물들이 특징적으로 산출된다. 에렉트럼은 낙천광상에서 많이 산출되며, 은치와 중봉광상에서는 드물게 산출된다 (Fig. 3).

유체포유물

세 광상의 유체포유물 자료 (Fig. 5)를 비교하여 보면,

Fig. 4. General paragenetic sequence of ore minerals.

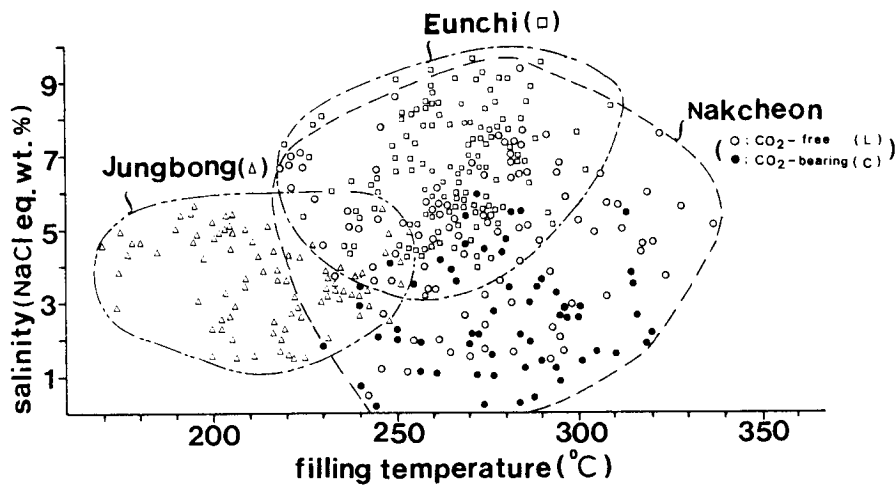


Fig. 5. Salinity-filling temperature of fluid inclusions.

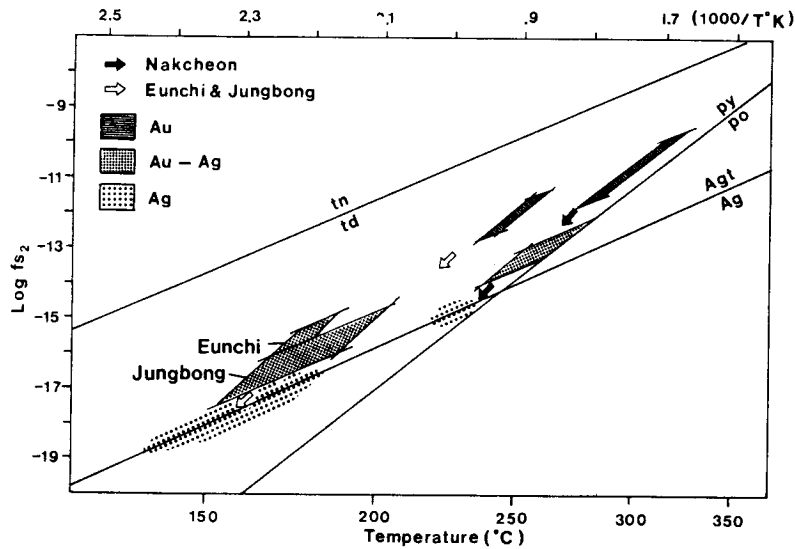


Fig. 6. Temperature-fs₂ diagram showing comparative depositional condition during gold-silver mineralization between the Nakcheon and Eunchi-Jungbong deposits. after Park and Hwang (1992a; 1992b), Hwang (1994). Au; gold mineralization, Au-Ag; gold-silver mineralization, Ag; silver mineralization.

은치광상의 염농도와 충진온도 범위는 낙천광상의 범위 중에서도 비교적 높은 염농도-낮은 충진온도 영역에 해당된다. 또한 중봉광상의 것은 낙천광상과 은치광상에 비해 낮은 염농도-낮은 충진온도 특성을 보인다. 낙천광상 유체포유물의 충진온도가 은치광상에 비하여 높는데 비하여 염농도의 하한이 은치광상에 비하여 낮은 원인은 낙천광상 유체포유물이 CO₂를 많이 포함하기 때문인 것으로 보인다 (Collins, 1979). Fig. 5에서 CO₂를 포함하지 않는 낙천광상 유체포유물들은 은치광상의 것과 유사한 염농도를 보이나, CO₂를 포함하는 것들은 상대적으로 낮은 염농도 특성을 보인다. 부분적 비등증거를 보이는 유체포유물로부터 추정된 광화유체의 압력은 낙천광상에서 50~100bars (박희인 등, 1992b)이며, 중봉광상에서는 20~30 bars이다 (황정, 1994).

광화환경

세 광상은 금-은 광물침전시 온도와 황분압이 금 광화작용, 금-은 광화작용, 은 광화작용을 차례로 겪으면서 낮아지는 경향을 공통적으로 보이며, 낙천광상의 온도-황분압 조건은 은치와 중봉광상 보다 상대적으로 더 높다 (Fig. 6). Sn-광물은 석석과 스타노이다이트가 세 광상에서 공통적으로 산출되나 스타노이다이트와 모소나이트는 은치광상에서만 산출된다. Lee *et al.* (1975)은 스타노이다이트와 모소나이트는 스타나이트에 비해 높은 황분압 조건

이나 낮은 온도조건에서 생성되며, 광물생성온도가 유사한 두 광상에서 스타노이다이트나 모소나이트를 산출하는 광상은 스타나이트를 산출시키는 광상에 비해 더 높은 황분압 환경에 있다고 보고하였다. 낙천광상에서 보다 은치광상에서 스타노이다이트와 모소나이트 그리고 다양한 테트라헤드라이트계 광물의 산출이 많은 것은 이러한 광화환경의 차이에 기인하는 것으로 추정된다 (박희인 등, 1992b).

대상분포

세 광상에 부존하는 광맥에 대한 연장개발의 부족으로 광상의 수직적 혹은 수평적 대상분포의 경계를 정확히 결정할 수는 없다. 또한 광맥들이 이 지역 주요 지질구조선인 남북방향 단층들에 의해 절단전이 되어 있어, 광맥들이 상하로 이동되었을 가능성도 있다. 그러나 은치광상에서 호명단층에 의한 광맥의 전이량은 이를 모두 dip slip으로 보아도 120 m에 불과하다 (박희인 등, 1988b). 또한 태백산지역내 사북, 임계지역의 남북방향 단층은 대부분이 주향이동단층의 성격을 띠고 있어 (김정환, 최원학, 1990; 김정환, 기원서, 1991), 광맥생성후 단층들에 의한 상하변위는 크지 않았을 것으로 생각된다. 따라서 각 광상의 표고와 앞에서 추정된 광화유체의 압력으로 보아 광상생성심도는 낙천광상에서 은치광상, 중봉광상으로 가면서 알아졌을 것으로 추정된다.

Table 1. Sulfur isotope data of sulfide minerals.

ore deposits	stage	minerals	$\delta^{34}\text{S}(\%)$	$^{1}\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}(\%)$	$^{2}\text{T}_{\text{st-gn}}$ ($\pm 20^\circ\text{C}$)	filling temperature (avg.)	
Nakcheon	E	py	6.81	5.5	248°C	220~320°C (290°C)	
		sl	5.54	5.2		230~320 (300°C)	
	E	py	7.18	6.0		240°C	230~350°C (300°C)
		sl	6.88	6.6			
		gn	4.22	6.1			
	E	sl	6.70	6.4		245°C	190~260°C (230°C)
		gn	3.95	5.9			
	L	gn	5.48	7.4		245°C	200~240°C
		cp	7.40	7.6			
	L	py	8.91	7.4		245°C	200~240°C
cp		7.74	7.9				
Eunchi	E	py	11.56	10.2	279°C	230~290°C (260°C)	
		sl	9.39	9.0			
		gn	7.02	9.2			
	E	py	11.67	10.3	250°C	230~290°C (260°C)	
		si	10.23	9.9			
		gn	7.59	9.8			
	L	cp	10.98	11.2	245°C		
	Jungbong	E	sl	5.99	5.6	245°C	190~260°C (230°C)
gn			3.30	5.8			
L		py	9.21	7.6	200~240°C		

1) $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}(\%)$ is calculated from Ohmoto and Rye (1979).

2) Isotopic temperature is calculated from Ohmoto and Rye (1979).

py; pyrite, sl; sphalerite, gn; galena, cp; chalcopyrite, E; early stage, L; late stage

이상에서 낙천광상에서 은치광상, 중봉광상으로 가면서 광석광물의 구성과 화학조성, 유체포유물의 특성과 광화 유체의 압력, 광화환경의 변화가 뚜렷하며, 이는 광상생성 심도 차이에 따른 대상분포로 해석된다.

안정동위원소

세 광상은 전술한 바와 같이 여러시기 광화작용의 중첩으로 형성된 복잡맥으로 구성되며, 각 광상간 광석생성횟수가 정확히 일치하지는 않는다. 각 광상간의 비교를 용이하게 하기위해, 안정동위원소 분석에 이용된 시료들은 황화광물과 석영-능망간석의 호상구조가 잘 보이는 시기의 광석과 은광화작용이 활발했던 시기의 광석에서 주로 채취된 것들이다. 각 광상간 광석구성광물중 21개 황화광물에 대한 황동위원소, 8개 탄산염광물에 대한 탄소동위원소, 7개 석영에 대한 산소동위원소, 4개 함수광물에 대한 산소 및 수소동위원소 분석을 실시하였다. 분석은 미국 인디애나 대학에서 황동위원소는 Neuclei 질량분석기로, 탄소, 산소 및 수소동위원소는 Finnigan Mat Delta-E 질량

분석기를 이용하였다. 황동위원소는 CDT, 탄소동위원소는 PDB, 산소 및 수소동위원소는 SMOW를 표준시료로 하여 $\delta(\%)$ 값으로 나타내었다. 분석시 오차범위는 S, C, O의 경우는 $\pm 0.1\%$ 이며, H의 경우는 $\pm 0.5\%$ 이다.

황동위원소

황화광물의 안정동위원소 분석결과는 Table 1과 같다. 일반적으로 동위원소적 평형관계에 있는 황화광물들 사이에 동위원소 교환반응이 일어날 경우 $\delta^{34}\text{S}$ 값은 방연석, 황동석, 자류철석, 섬아연석, 황철석순으로 무거운 경향을 보인다. 분석된 황화광물들의 $\delta^{34}\text{S}$ 값은 모두 이러한 경향을 만족하고 있어, 이들은 대체로 동위원소적으로 평형상태에 있었던 것으로 보인다. 황동위원소 조성은 황화광물의 종류와 광물생성온도, 광화유체내의 황화작용에 의해 결정되기 때문에 종류가 다른 황화광물간의 동위원소값의 단순한 비교는 의미가 없다. 따라서 각 광상간 황화광물의 황동위원소값의 비교를 위해서는 광물생성온도에 근거한 황화작용의 동위원소값을 계산하여 비교하여야

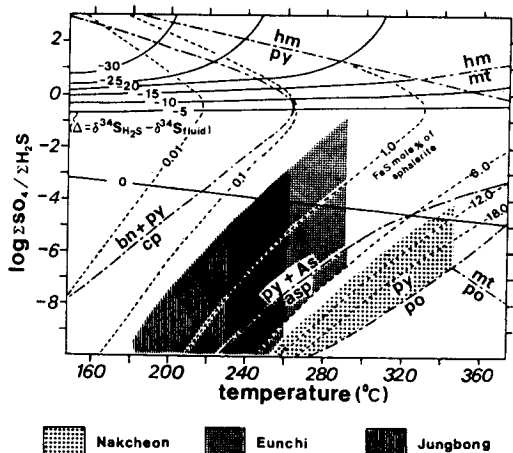


Fig. 7. Log $\Delta SO_4/\Delta H_2S$ -temperature diagram shows that H_2S is most dominant sulfur species for the mineralizing conditions of the Nakcheon, Eunchi and Jungbong ore deposits. And it shows that the deviation between $\delta^{34}S_{H_2S}$ and $\delta^{34}S_{fluid}$ is very small for the above mineralizing conditions. after Ripley and Ohmoto(1980), Ohmoto and Lasaga (1982).

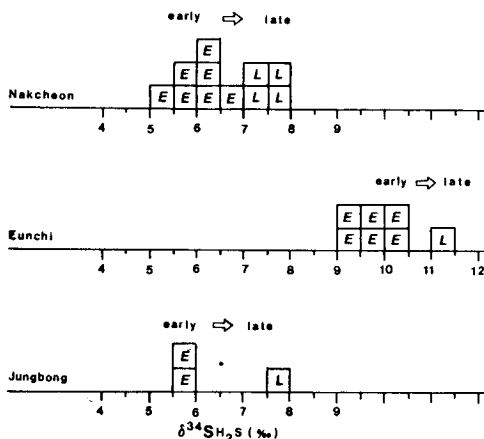


Fig. 8. Sulfur isotopic compositions of sulfides are increased with progressive mineralizing sequence. E; early stage, L; late stage.

한다.

Ohmoto, Rye (1979)에 의하면, 약 350°C 이하 온도의 광화용액에서 양적으로 중요한 황화합물은 H_2S , HS^- , SO_4^{2-} 이며, 이 중 H_2S 와 HS^- 간의 동위원소 분배는 매우 작아 광화용액내 실존하는 황화합물은 H_2S 와 SO_4 로 가정할 수 있다고 한다. 이들 대표적인 두 황화합물 중 광화용액내 어떤 황화합물이 우세하였는지는 광상생성환경에 관련있다. 각 광상의 유체포유물 온도, 섬아연석의 FeS 함량 그리고 광물공생군에 근거한 산소분압 조건을 고려

Table 2. Carbon isotope data of carbonate minerals.

ore deposits	minerals	$\delta^{13}C(\text{‰})$	$^{13}C_{CO_2}(\text{‰})$	average filling temperature
Nakcheon	rhodo	-6.75	-5.1	290°C
	rhodo	-6.86	-5.0	300°C
	rhodo	-6.87	-5.0	300°C
	rhodo	-6.98	-5.1	300°C
Eunchi	rhodo	-7.66	-6.2	260°C
	kuth	-1.99		
Jungbong	rhodo	-6.36	-5.5	220°C
	dolo	1.04		

$^{13}C_{CO_2}(\text{‰})$ is calculated from Freidman and O'Neil (1977)

rhodo: rhodochrosite, kuth: kutnahorite, dolo: dolomite

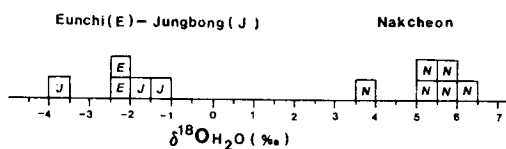


Fig. 9. Carbon isotopic compositions of carbonate minerals show the uniform values and they are significantly increased in late kutnahorite and dolomite. N; Nakcheon, E; Eunchi, J; Jungbong.

하면, 광화유체내에 우세하게 존재한 황화합물은 H_2S 로 추정된다 (Fig. 7). 따라서 각 광상산 황화광물의 안정동위원소자료는 유체포유물온도의 평균값을 이용하여 Ohmoto, Rye (1979)의 동위원소분배식에 따라 $\delta^{34}S_{H_2S}$ (‰)값으로 계산하였다. 계산된 결과는 Table 1과 같고 이를 Fig. 8에 도시하였다. Table 1에서 $\delta^{34}S_{H_2S}$ 은 낙천광상의 경우는 5.2~7.9%, 은치광상의 경우는 9.0~11.2%, 중봉광상의 경우는 5.6~7.6% 범위이다. 각 광상에서의 $\delta^{34}S_{H_2S}$ 값은 광화후기로 가면서 증가하는 경향을 보인다 (Fig. 8). 또한 낙천광상의 $\delta^{34}S_{H_2S}$ 값은 은치광상의 값보다 낮으나, 중봉광상의 $\delta^{34}S_{H_2S}$ 값은 낙천광상의 황동위원소 조성범위에 포함된다.

황안정동위원소 지질온도계에 이용되는 가장 효과적인 황화광물의 쌍은 섬아연석-방연석이며, 황철석과 다른 황화광물의 쌍은 지질온도계로서의 유용성 여부가 불명하다. 이는 황철석의 황동위원소 조성범위가 다른 황화광물에 비하여 넓고 불규칙한 변화를 보이기 때문이다 (Ohmoto, 1972; Rye, Ohmoto, 1974). 각 광상산 섬아연석-방연석 쌍의 황동위원소 자료를 이용하여 추정된 광물 생성온도는 모두 각 광상산 유체포유물의 충전온도범위에 해당된다.

Table 3. Oxygen and hydrogen isotope data of quartz and hydrous minerals.

ore deposits	minerals	$\delta^{18}\text{O}$ (%)	δD (‰)	$^1\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (%)	$^2\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	filling temperature (avg.)
Nakcheon	qtz	12.27		5.0		220-320(290)°C
	qtz	11.95		5.1		230-320(300)°C
	qtz	12.53		3.6		180-300(250)°C
	qtz	12.53		5.7		250-330(300)°C
	mus	9.66	-63.8	5.8	-33.8	
	ser	9.58	-81.2	6.2	-51.2	230-350(300)°C
Eunchi	qtz	6.25		-2.2		230-290(260)°C
	ser	2.08	-86.2	-2.4	-56.2	
Jungbong	qtz	8.44		-2.0		200-240(220)°C
	qtz	7.20		-3.8		190-250(210)°C
	ser	4.31	-73.7	-1.2	-43.7	190-250(230)°C

1) $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ of quartzs is calculated from Matsushisa *et al.* (1979).
 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ of hydrous minerals is calculated from Friedman and O'Neil (1977).
 2) $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ of hydrous minerals is calculated from Marumo *et al.* (1979).
 qtz; quartz, mus; muscovite, ser; sericite

탄소동위원소

탄소동위원소 분석결과는 Table 2와 같고, 이를 Fig. 9에 도시하였다. 주요 광석광물들의 침전기에 침전한 능망간석의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -6.75~7.66%의 매우 균일한 값을 보이며, 후기에 침전한 은치광상의 쿠틀나호라이트와 중봉광상의 돌로마이트의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 각각 -1.99%, 1.04%로서 능망간석의 것에서보다 탄소동위원소 조성이 현저히 무거워지는 경향을 보인다 (Fig. 9). 동일광상내에서 산출되는 탄산염광물의 $\delta^{13}\text{C}$ 값이 광화후기로 가면서 증가하는 일반적인 경향은 여러 광상에서 많이 보고된 바 있다 (Rye, Ohmoto, 1974; Casadevall, Ohmoto, 1977).

탄산염광물을 침전시킨 광화유체내의 탄소종은 광화유체의 물리화학적 조건에 달려있다. 그러나 일반적으로 광화유체내의 탄소종은 CO_2 가 주종인 것을 고려하여, 탄산염광물과 평형상태에 있었을 CO_2 의 탄소 동위원소 조성 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$)을 Friedman, O'Neil (1977)의 분배식을 이용하여 계산하여 보았다. 그 결과 능망간석 침전시의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 값은 -6.2~-5.0%범위로서, 세 광상에서 모두 균일한 탄소동위원소 조성을 보인다 (Table 2). 능망간석과 쿠틀나호라이트의 물에 대한 분배식이 아직 설정되어 있지않아, 이들 탄산염광물 침전시의 $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$ 값은 계산하지 못하였다.

산소 및 수소동위원소

산소 및 수소동위원소 분석결과는 Table 3과 같다. 분석된 석영과 합수광물들의 산소동위원소 조성은 유체포유물의 온도자료를 가지고, 이들 광물침전시 평형상태에

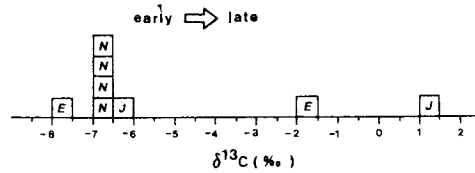


Fig. 10. Oxygen isotopic compositions of water e-equilibrated with quartz and hydrous minerals significantly decreased from the Nakcheon to the Eunchi and Jungbong deposits.

있었던 물의 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 값을 Matsushisa *et al.* (1979)와 Friedman, O'Neil (1977)의 분배식을 이용하여 계산하였다. 그 결과는 Table 3과 같고 이를 Fig. 10에 도시하였다. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 값은 낙천광상에서 3.6~6.2%, 은치광상에서 -2.2~-2.4%, 중봉광상에서 -1.2~-3.8% 범위이다. Fig. 10에서 광화유체의 산소동위원소 조성은 낙천광상에서 은치광상, 중봉광상으로 가면서 현저히 가벼워진다.

낙천광상의 맥구성광물인 백운모와 세 광상산 모암변질물인 견운모의 수소동위원소 조성은 -63.8~-86.2%이다 (Table 3). Suzuki, Epstein (1976)은 합수광물의 수소동위원소 분배식이 고온(400~800°C)에서의 실험식이며, 400°C 이하의 온도에서는 합수광물-물 사이의 동위원소 분배는 크지 않을 것으로 보고하였다. Marumo (1979)등은 200°C이하의 온도에서 이들 합수광물-물사이의 동위원소 분배값 ($\Delta_{\text{mineral-water}}$)이 -30% 이하임을 밝혔다. 연구지역 광상들의 온도조건을 고려하여 합수광물-물 사이의 수소동위원소 분배식은 Marumo (1979)의 실험결과를 따랐다. 그 결과 연구지역 광상생성시 물의 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 값은 -33.5~-56.2% 정도로서 낙천과 은치지역의 광상에서 모두 균질

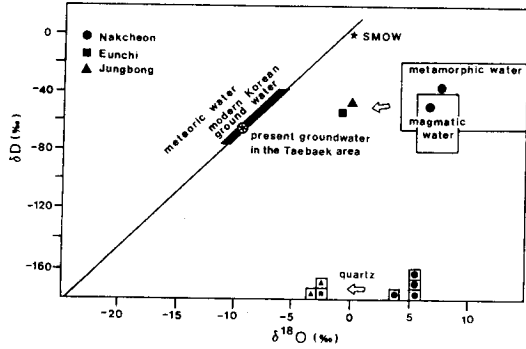


Fig. 11. Hydrogen versus oxygen isotope diagram showing the change of isotopic composition of ore forming fluids.

한 값의 범위를 보인다 (Table 3).

고찰

광화유체의 기원

물의 기원

낙천광상의 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 값은 3.6~6.2%로서 마그마기원 물의 산소동위원소 조성인 5~10% (Landis and Rye, 1974; Taylor, 1979) 범위에 일부 해당된다. 그러나 은치와 중봉광상의 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 값은 -3.8~-1.2%로서 낙천광상의 산소동위원소 조성에 비하여 현저히 가벼운 조성을 보인다 (Fig. 10). 함수광물에 대한 산소-수소 동위원소 자료로부터 계산된 광화유체내 물의 동위원소 자료를 δD_{H_2O} - $\delta^{18}O_{H_2O}$ 관계도에 표시하여 보았다 (Fig. 11). Fig. 11에서 낙천광상의 광화유체내 물의 동위원소 조성은 마그마기원의 물에 가깝다. 은치광상의 광화유체에 대한 천수의 혼합효과를 정확히 고찰하기 위해서는 이 일대의 고-지표수에 대한 동위원소 자료가 필수적이나 이에 대한 자료는 아직 없다. 태백산 광화대내의 연화광산과 신에미광산에서 측정된 천수의 동위원소 조성 (김규한·中井信之, 1980)과 이 지역 백악기 고-지표수의 동위원소 조성 차이가 얼마나 되는지는 불명하다. 그러나 대부분의 고-지표수가 meteoric water line 선상에 위치하는 것을 고려하면, 은치 및 중봉광상의 광화유체는 천수와 혼합이 매우 활발하였을 것으로 보인다.

황 및 탄소의 기원

황의 기원을 알기 위해서는 광화유체의 황동위원소 조성을 알아야 한다. 연구지역 광상의 온도, 산소분압, pH 등의 광화환경에서는 황화광물의 황동위원소 조성으로부터

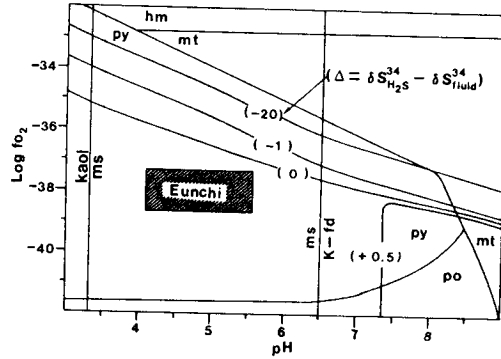


Fig. 12. The fo_2 -pH diagram shows that $\delta^{34}S_{H_2S}$ are nearly identical to $\delta^{34}S_{fluid}$ under the shaded depositional condition of the Eunchi ore deposits. Mineral boundaries are for $T=250^\circ C$, $m_{K_2S}=0.01$. The field for muscovite in this diagram is the maximum stability field ($m_{K_2S}=0.1$; kaol-ms boundary, $m_{K_2S}=0.001$; K-fd-ms boundary). after Ohmoto and Rye (1979).

터 계산된 황화합물의 동위원소 조성 ($\delta^{34}S_{H_2S}$)과 광화유체의 황동위원소 조성 ($\delta^{34}S_{fluid}$) 간에는 큰 차이가 없음을 Fig. 7과 Fig. 12에서 알 수 있다. 따라서 광화유체의 $\delta^{34}S_{fluid}$ 값은 황화광물의 $\delta^{34}S_{H_2S}$ 값과 유사하므로 낙천광상에서는 5.2~7.9%, 은치광상은 9.0~11.2%, 중봉광상은 5.6~7.6% 범위였을 것이다 (Table 1). Ohmoto, Rye (1979)는 화강암질 마그마와 평형상태에 있는 마그마 유체의 황동위원소 조성은 4% 정도이며, Holser, Kaplan (1966)은 화강암질 암석내 황화광물의 유황동위원소 조성은 5~15% 범위라고 보고하였다. 또한 Kim, Nakai (1982)는 태백산지역 광화대내 금속광상들의 황동위원소 조성이 2~7% 범위를 보이는 것은 황의 기원이 모두 산성 화강암질암으로부터 유래되었음을 의미한다고 보고하였다. 따라서 연구지역 광상의 황은 주로 화성기원인 것으로 생각된다.

능망간석의 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 값은 낙천광상에서 -5.0~-5.1%, 은치와 중봉광상에서 -5.5~-6.2%로서 매우 균일한 값을 보이는데 (Table 2), 이는 연구지역 광상의 탄소는 모두 동일기원의 것임을 시사한다. 일반적으로 화성기원의 탄소에서 유래된 열수광상산 탄소동위원소 조성은 -5%에 가깝다고 한다 (Deines, Gold, 1973; Shepard, Dawson, 1979; Deines, 1980). 따라서 연구지역 능망간석의 탄소는 주로 화성기원의 것으로 추정된다.

황 및 탄소동위원소 조성이 각 광상에서 모두 광화후기로 가면서 증가하는 것은 광화조건의 변화로 설명할 수 있다. 예를들면, 은치광상의 광화환경을 고려한 황 및 탄소동위원소 조성 영역에서 fo_2 의 감소나 pH의 증가는 $\delta^{34}S_{H_2S}$ 와 $\delta^{13}C$ 값의 증가를 초래한다 (Fig. 13). 일반적인

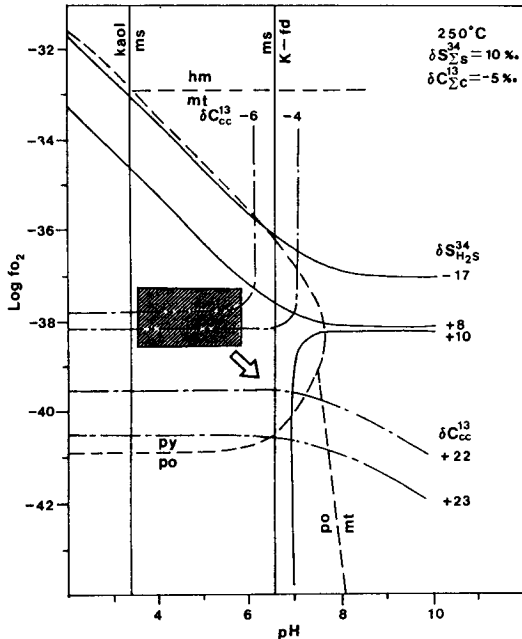


Fig. 13. The fo₂-pH diagram shows a change of fo₂ and/or pH can cause variation of the $\delta^{34}S$, $\delta^{13}C$ value. The field for muscovite in this diagram is the maximum stability field ($m_{K^+}=0.1$; kaol-ms boundary, $m_{K^+}=0.001$; K-fd-ms boundary). after Ohmoto (1979).

로 광화유체내 fo₂ 감소는 광화유체가 mafic 광물이나 흑연 혹은 유기탄소를 많이 포함하는 모암과 반응할 때 주로 잘 일어난다. 연구지역 광화유체의 pH는 K-mica의 안정영역 범위로 추정되었는데, 광화후기로 가면서 pH가 증가한다는 것은 광화유체의 pH가 백운모와 정장석의 반응경계쪽으로 이동되었음을 의미한다. 이상에서 광화후기로 가면서 황화광물과 탄산염광물의 동위원소 조성의 증가는 온도, 산소분압의 감소, pH의 증가 등과 같은 광화환경의 변화를 시사한다.

황화광물의 황동위원소 조성으로부터 계산된 황화확종의 황동위원소 조성은 낙천광상보다 은치광상에서 훨씬 무겁다 (Fig. 8). 연구지역 광상들이 유사한 광상생성연령과 광맥분포, 공동된 Sn-광물산출과 광석구조, 인접한 공간적 분포를 고려할 때 두 지역의 황동위원소 조성차이가 동위원소적으로 구분되는 각기 다른 황의 기원에 기인한다고 보기는 어렵다. 일반적으로, 마그마 화성기원의 황동위원소 조성은 주변모암의 영향이나 해수기원의 황과의 혼합효과에 의해 증가하는 것으로 보고되어 있다 (Hoefs, 1987). 이러한 사실과 앞에서 고찰된 광화시기에 따른 동위원소 조성의 변화원인을 고려하면 황동위원소 조성차이는 광상생성환경과 광화유체와 모암과의 반응정

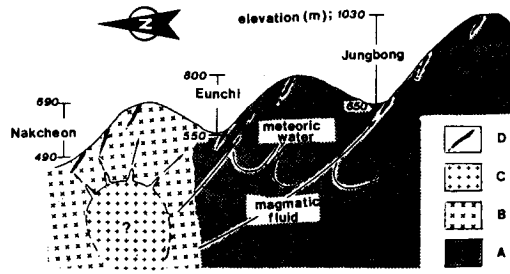


Fig. 14. Genetic model of geological and mineralizational environment of the Nakcheon, Eunchi and Jungbong gold-silver deposits. Note that this sketch is not geographically located cross section. A; meta-sedimentary rocks, B; Jungbongsan granite, C; acidic igneous pluton, D; veins.

도 차이에 기인하는 것으로 해석된다. 중봉광상에서의 황동위원소 조성은 은치광상보다 가벼운 값을 갖는 원인은 불명하나, 이들 두 광상에서의 탄소, 산소 및 수소 동위원소 조성이 매우 유사한 값을 보이는 것으로 보아 두 광상은 동위원소적으로 유사한 환경이었을 것으로 생각된다. 낙천광상과 은치-중봉광상은 동위원소적으로 뚜렷이 구분되며, 이는 광화유체가 그 근원으로 부터의 이동거리 차이에 따른 온도, 산소분압, pH 등의 물리화학적조건의 변화와 광화유체에 대한 주변모암과 천수의 영향증대에 기인하는 것으로 해석된다.

관계화성암

태백산 광화대내의 많은 금속광상은 백악기말의 광상 생성연령을 가지며 (박희인 외, 1988a), 이들 광상부근에는 관계화성암이 분포하는 경우가 많다. 연구지역 남부의 화암리와 역둔리 일대에는 화강암체 주변에 남북방향 단층을 따라 Au-Ag 광맥들이 분포한다(박희인 등, 1987; 박희인, 박영록, 1990). 이들 광상과 화강암체의 K-Ar연령은 연구지역의 광상생성연령과 유사하며 (박희인 등, 1988a; 이찬희, 1993), 이중 동원광상의 은맥은 연구지역 광상과 유사한 광석구조와 광석구성광물을 갖는다. 그러나 연구지역의 광상에서는 낙천광상의 갱내에서 맥암류들이 N20~30°E 방향으로 발달하는 것이 많이 관찰될 뿐 광화작용과 관련있어 보이는 화성암체는 노출되어 있지 않다.

관계화성암인 역둔화강암체 내부와 그 연변에 발달하는 둔전 금-은광상산 황화광물의 $\delta^{34}S_{H_2S}$ 값은 -1.03~3.6% 범위로서 마그마기원의 황이며, 석영내 유체포유물과 견운모로부터 분석된 산소 및 수소 동위원소 조성도

광화유체내 물이 마그마 기원으로 보고되었다. 그리고 역둔화강암체와 떨어져 있는 왕제, 백전광상산 황화광물의 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 값은 6.16~10.39% 범위로서 무거운 동위원소 조성을 보인다 (이찬희, 1993). 연구지역 광상은 역둔지역 광상에서 보다 무거운 황동위원소 조성과 가벼운 산소동위원소 조성을 가지며, 광화유체는 역둔지역에서 보다 천수의 영향을 더 많이 받았다. 따라서, 연구지역 광상의 관계화성암은 역둔지역 광화대내의 광상보다는 먼 거리에 잠두 정치하고 있어 광화유체는 모암과 천수의 영향을 많이 받았으며, 그 결과 동위원소조성이 역둔지역 광상에서 보다 더 진화된 값을 보이는 것으로 해석된다.

연구지역 광상을 함석광물의 산출상태를 기준으로 분류하면 중-저온성 Sn-Ag 열수광상에 해당된다 (Magak'yan, 1968). 일반적으로, 이 유형의 광상이나 중온성 Sn-Pb-Zn광상은 천부에 관입한 산성 화성암류와 성인적으로 밀접한 관련이 있다고 한다 (Taylor, 1979; Grant *et al.*, 1980). 또한 스타노이다이트, 모소나이트 등의 Sn-광물은 일반적으로 xenothermal형 다금속광상에서 산출되는 경우가 많고, 광맥들은 지하천부에 관입한 화강암류나 석영반암, 유문암 등의 산성 화성암류나 그 주변에 배태되는 것이 여러 곳에서 보고되어 있다 (Kato, Fujiki, 1969; Imai *et al.*, 1975). 세계적인 주석 산출지인 볼리비아의 Sn-광상들도 대부분이 산성 화성암류와 관련된 맥상광상이다. 그러나 이들 광상중 Colquiri, Huanuni, Santa Fe, Morococala, Tasna 등에는 광상주변에 관계화성암의 노출이 전혀 없고 소규모의 맥암류만이 발달하지만, 광상은 산성 화성암류와 성인적 관련이 있을 것으로 보고되었다 (Grant *et al.*, 1980).

연구지역 광상의 안정동위원소 자료를 낙천광상 갱내에서 많이 관찰되는 맥암, 광물공생관계, 유체포유물, 광화환경 등의 자료와 종합하면 연구지역 광상의 관계화성암은 낙천광상 가까이에 정치해 있을 가능성이 높다. 연구지역 광상에 대한 대한 이상의 고찰결과를 종합하면 Fig. 14와 같은 광상성인모델로 요약할 수 있다.

결 론

지금까지 보고된 자료들을 종합하면 낙천광상에서 은치광상, 중봉광상으로 가면서 광화유체의 온도, 염농도, 유황분압, 산소분압, 압력이 감소한다. 안정동위원소 연구 결과, 황과 탄소는 모두 화성기원이며, 낙천광상에서 은치 및 중봉광상으로 가면서 황 및 탄소동위원소 조성은 무거워진다. 또한 낙천광상의 광화유체내 물은 주로 마그마 기원이나 은치와 중봉광상의 광화유체에는 천수의 혼입

이 증대되었다. 각 광상간의 광화조건과 동위원소 조성차이는 광상생성심도 차이와 이에 따른 광화유체의 진화를 반영한다. 따라서, 이 지역 광상은 동일한 광화작용에 의해 생성된 중-천열수성 다금속광상이며, 침식수준에 따른 광상의 노출심도차이로 낙천광상은 일부 중열수성 광상의 특징을 보이고 은치 및 중봉광상은 천열수성 광상의 특징을 보인다.

참고문헌

김규환, 中井信之 (1980) 한국의 일부 금속광상의 유황동위원소 성분 및 동위원소 지질온도에 관한 연구. 지질학회지, 16 권, p. 124-134.
 김성재, 주승환 (1985) Rb-Sr법에 의한 영남육괴 연대측정 연구(I). 국토기본지질, 239 p.
 김옥준 (1970) 남한의 금-은 광상구. 광산지질, 3 권, p. 163-167
 김정환, 기원서 (1991) 강원도 임계지역의 지질구조. 광산지질, 24 권, p. 43-55.
 김정환, 최원학 (1990) 삼척탄전 증산-사북지역의 지질구조. 지질학회지, 26 권, p. 154-164.
 문건주, 홍영국 (1989) 동명광산 부근-장창동계곡-정밀지화학 탐사. 금속광상조사연구.
 문건주, 홍영국, 김상엽 (1988) 태백지역 임계면 낙천광산 주변의 정밀지화학 탐사. 금속광상조사연구.
 박희인 (1990) 태백산광화대 연구. 한국과학재단. 407 p.
 박희인, 장호완, 진명식 (1988a) 태백산 지역내 광상의 생성 연령. 광산지질, 21 권, p. 57-67.
 박희인, 박영록 (1990) 동원광산의 금은 광화작용. 광산지질, 23 권, p. 183-199.
 박희인, 우영균, 이찬희 (1987) 둔전 금광산 남광상의 광석과 유체포유물. 광산지질, 20 권, p. 107-118.
 박희인, 우영균, 황정 (1988b) 은치광산의 다금속광화작용. 지질학회지, 24 권, p. 431-449.
 박희인, 황정 (1992a) 은치-중봉광상산 테트라헤드라이트계 광물의 화학조성. 지질학회지, 28 권, p. 615-626.
 박희인, 황 정, 허순도 (1992b) 임계지역의 금-은 광화작용. 광산지질, 25 권, p. 379-395.
 서정렬, 박노영, 김유동 (1986) 임계도폭내의 광화작용에 대한 지질광상적 연구. 금속광상조사연구.
 조동룡 (1984) 강원도 임계지역에 분포하는 화강암 및 각섬암에 대한 암석학적 연구. 연세대학교 석사학위논문.
 이진식 (1939) 강원도 정선군 임계면 낙천리 낙천광산 광상 조사 개보. 조선광업, 6 권, p. 25-27.
 이찬희 (1993) 태백산 광화대 북부 둔전-백전지역 금, 은, 안티모니 광상의 지질, 광물, 유체포유물 및 안정동위원소 연구. 서울대학교 박사학위 논문.
 이승철 (1991) 임계-동해지역내에 분포하는 선캄브리아기 화강암류에 대한 암석학적 및 지구화학적 연구. 서울대학교 석사학위논문.
 태백산지하자원 조사단 (1962), 하임계 도폭, 대한지질학회.
 황 정, 박희인 (1993) 낙천, 은치, 중봉광상에서 산출되는 함석광물들의 산출상태와 생성환경. 지구과학회지, 14 권, p. 326-337.
 황 정 (1994) 중봉 은광상의 광물과 유체포유물. 지구과학회지, 15 권, p. 219-229.
 Casadevall, T. and Ohmoto, H. (1977) Sunnyside mine, Eureka Mining District, Sanjuan County, Colorado.

- Geochemistry of gold and basemetal ore deposition in a volcanic environment. *Econ. Geol.*, v. 72, p. 1285-1320.
- Collins, P.L.F. (1979) Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, v. 74, p. 1435-1444.
- Deines, P. (1980) The isotopic composition of reduced organic carbon. *Handbook of environmental geochemistry*, vol. I. Elsevier, New York Amsterdam, p. 239-406.
- Deines, P. and Gold, D.P. (1973) The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep seated carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 37, p. 1079-1733.
- Freidman, I. and O'Neil, J.R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In Fleischer, M. (ed.) *Data of Geochemistry*, sixth ed., U.S. Geol. Surv., prof. paper 440-kk, p. kk1-kk12
- Grant, J.N., Halls, C., Sheppard, S.M.F. and Avila, W.C. (1980) Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. *Mining Geology Special Issue*, v. 8, p. 151-173.
- Hoefs, J. (1987) *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, New York, 110p.
- Holser, W.T. and Kaplan, I.R. (1966) Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. *Chem. Geol.*, v. 1, p. 93-135.
- Imai, H., Lee, M.S., Lida, K., Fujiki, Y. and Takenouchi, S. (1985) Geologic structure and mineralization of the xenothermal vein type deposits in Japan. *Econ. Geol.*, v. 70, p. 647-676.
- Kato, A. and Fujiki, Y. (1969) The occurrence of stannoidites from the xenothermal ore deposits of the Akenobe, Ikuno, and Tada mines, Hyogo Prefecture, and the Fukoku Mine, Kyoto Prefecture, Japan. *Min. Jour.*, v. 5, p. 417-433.
- Landis, G.P. and Rye, R.O. (1974) Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Pasto Bueno tungsten-basemetal ore deposits, Northern Peru. *Econ. Geol.*, v. 69, p. 1025-1059
- Magak'yan, I.G. (1968) Ore deposits. *Tin. International Geological Review*, v. 10, p. 108-121.
- Marumo, K., Nagasawa, K. and Kuroda, Y. (1979) The hydrogen isotopic composition of kaolin minerals in Japan. *Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, v. 74, p. 294-300.
- Matsushita, Y., Goldsmith, R. and Clayton, R.N. (1979) Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthosite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 43, p. 1131-1140.
- Ohmoto, H. (1972) Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, v. 67, p. 551-578.
- Ohmoto, H. and Lagasa, A.C. (1982) Kinetics of reaction between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 46, p. 1727-1745.
- Ohmoto, H. and Rye, R.V. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, 509-567p.
- Ripley, E. M. and Ohmoto, H. (1980) A FORTRAN program for plotting mineral stabilities in the Fe-Cu-S-O system in terms of $\log(\Sigma\text{SO}_4/\Sigma\text{H}_2\text{S})$ or $\log f_{\text{O}_2}$ vs. pH or T. *Computers Geosciences*, v. 5, p. 289-300.
- Rye, R.O. and Ohmoto, H. (1974) Sulfur and carbon isotopes and ore genesis. A review *Econ. Geol.*, v. 69, p. 826-842.
- Shepard, S.M.F. and Dawson, J.B. (1973) ¹³C/¹²C and D/H isotope variations in 'Primary Igneous Carbonatites' *Fortsch. Mineral.*, v. 50, p. 158-129.
- So, C.S., Kim, Y.K., Chi, S.J. and Park, M.E. (1981) Origin of massive amphibolite rocks in Imgye Area. *Korean Jour. Inst. Mining Geol.*, v. 14, p. 183-191.
- Suzuoki, T. and Epstein S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing mineral and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 40, p. 1229-1240.
- Taylor, H.P. (1979) Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, 611-631p.
- Taylor, R.G. (1979) *Geology of tin deposits*. Elsevier Scientific Publishing Co., 45-74p.