Jour. Korean Inst. Mining Geol.
Vol.21, No.1, p. 45-56, 1988

慶南 東南部地域 鐵鑛床의 成因에 關한 硏究

禹 榮 均*

Genesis of Iron Ore Deposits in the south-eastern Part of Gyeongnam Porvince, Korea

Young-Kyun Woo

Abstract : Many hydrothermal skarn-type iron ore deposits including Mulgeum, Yangseong, Maeri and Kimhae mines are distributed in the south-eastern Gyeongnam Province, Korea. The deposits are magnetite veins which occurred in propylitized andesitic rock near the contact with late Cretaceous Masanite. Symmetrical zoned skarns are commonly developed around the magnetite veins. The order of the skarn zones from the vein is garnet-quartz skarn, epidote skarn, and epidote-orthoclase skarn.

The garnets include isotropic or anisotropic andradite($Ad_{100\sim70}$), and the epidotes are composed of pistacite($Ps_{21\sim31}$). Fe contents of the epidotes generally increase toward the magnetite veins. Epidotes and garnets often show compositional variations from grain to grain, that is, their Fe and Al contents vary inversely. This suggests that the variations depend mainly upon fo_2 during the skarnization.

Oxygen and carbon isotope analyses of minerals from andesitic rock, micrographic granite, major skarn zones and post-mineralization zones were conducted to provide the information on the formation temperature, the origin and the evolution of the hydrothermal solution forming the iron ore deposits. Becoming more distant from the ore vein, temperatures of skarn zones represent the decreasing tendency, but most δO^{18} and $\delta O^{18}_{H_2O}$ values of skarn minerals represent no variation trend, and also the values are relatively low. Judging from all the isotopic data from the ore deposits, the major source of hydrothemal solution altering the skarn zones and precipitating the ore bodies was magmatic water derived from the more deeply seated micrographic granite. This high temperature hydrothermal solution rising through the fissures of propylitized andesitic rock was mixed with some meteoric water, and the extensive isotopic exchange occurred with the propylitized andesitic rock. During this process, the temperature and $\delta O^{18}_{H_2O}$ value of hydrothermal solution were lowered gradually. At the stage of iron ore precipitation, because after all the alteration was already finished, the oxygen isotopic exchange with the wall rock was nearly not taken.

The relatively high δO^{18} and $\delta O^{18}_{H_2O}$, and relatively low δC^{13} values of calcites of post mineralization stage, are the results of leaching of the high δO^{18} chert xenolith in the andesitic rock and low δC^{13} andesitic rock.

序 言

慶南地域 東南部에 分布하는 스카른型 鐵鑛床들은 特히 金海－勿禁地域에 密集되어 있는데, 이들중 開發實績이 큰 鑛床은 勿禁, 梁成, 梅里및 金海鑛山이다(Fig. 1).

이 鑛床들은 後期 白堊紀 馬山岩 附近 또는 그 接觸部에 分布된 프로필라이트化安山岩內에 脈狀으로 胚胎되어 있는데, 그 母岩과 關係火成岩뿐만 아니라 스카른및 鑛石鑛物 그리고 鑛體의 形態등 여러가지 特徵이 類似하다.

이 地域의 地質 및 岩石學的 硏究 그리고 鑛床學的 硏究는 李河榮·金相旭(1964), 李昌鎭·朴喜寅(1976), 黃仁典·金基繰(1962), 金善億·姜洋平(1969), 金明均(1980)등에 의해서 部分的으로 遂行된 바 있으나, 近來에 이 鑛床들의 스카른 및 鑛石鑛物, 流體包有物 및 鑛床 成因에 대한 綜合的인 硏究는 主로 禹榮均·李旼成·朴喜寅(1982)에 의해서 이루어졌다.

* 公州師範大學 地球科學敎育科

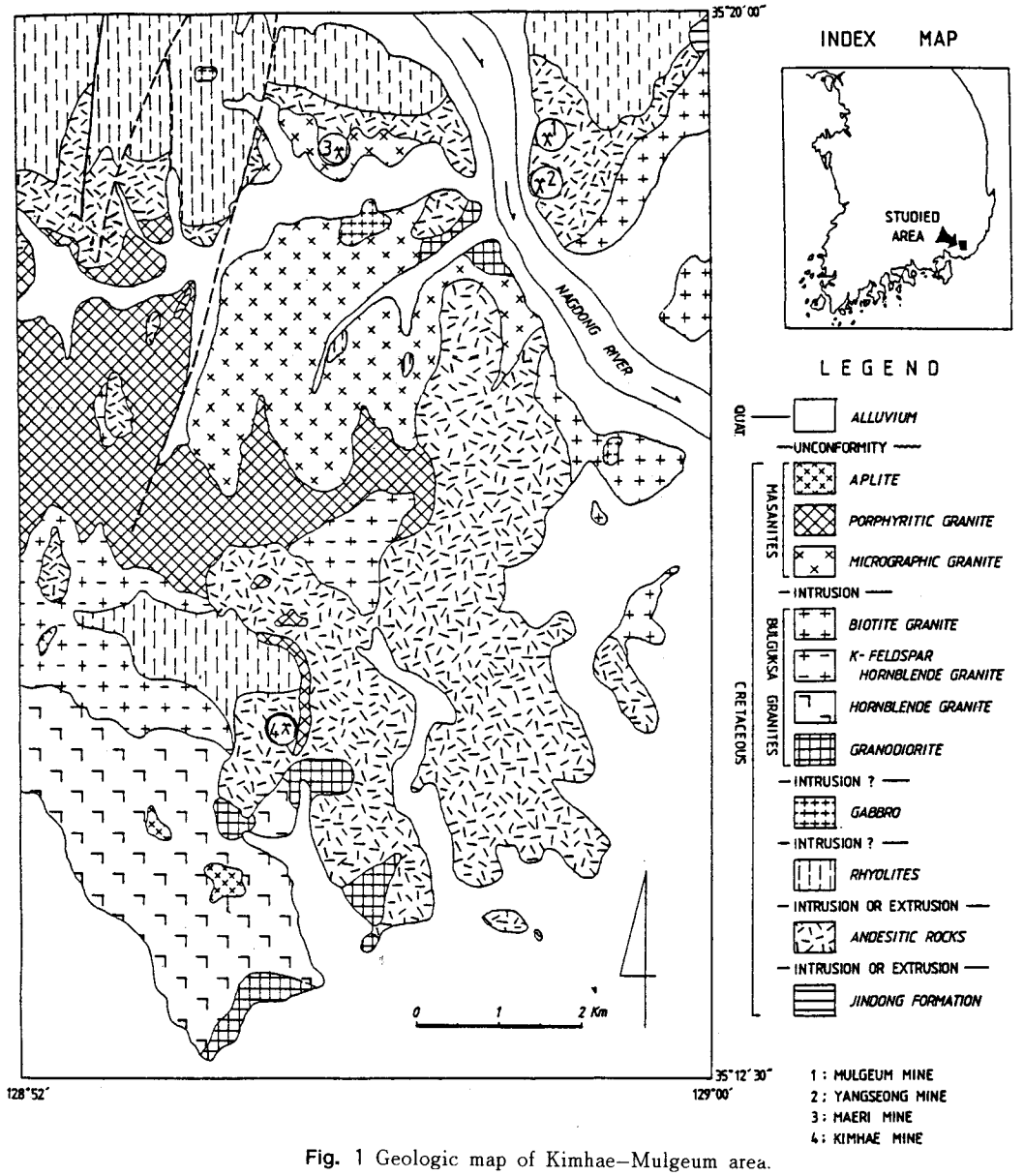

Fig. 1 Geologic map of Kimhae–Mulgeum area.

이 硏究는 그後 이들 鑛床에 대하여 硏究한 스카른鑛物의 EPMA分析資料, 流體包有物資料, 스카른 및 鑛石鑛物의 酸素 및 炭素同位元素比資料들을 동원하여 이 鑛床 生成時의 物理化學的 環境과 鑛化流體의 起源및 進化過程을 좀 더 자세히 考察한 것이다.

이 硏究는 1986年度 文敎部學術硏究助成費에 의하여 이루어진 것임을 銘記하고 이에 謝意를 表한다. 또한 스카른 鑛物의 EPMA分析을 해주신 江原大學校 李文遠敎授, 그리고 酸素 및 炭素同位元素比分析施設을 使用하게 해주신 美國 Case Western Reserve University 地質學科 敎授 Dr. Savin에게 深甚한 感謝를 드린다. 아울러 本硏究를 遂行하는 동안 많은 指導를 해주신 서울 大學校 朴喜寅敎授님께 無限한 感謝를 드립니다.

地 質

本鑛床附近의 地質은 主로 白堊紀 安山岩類, 流紋岩類 및 花崗岩類이며 이밖에 少規模의 慶尙系 鎭東層 및

斑糲岩이 分布한다(Fig. 1). 이들중 鑛床의 成因과 關係된 岩石은 鑛床의 母岩을 이루는 安山岩類와 關係火成岩으로 認定되는 花崗岩類이므로 本文에서는 이들에 對해서만 논의하기로 한다.

安山岩類는 慶南地域에 넓게 分布하며 그 産出狀態, 岩石學的 組織 및 構成鑛物등이 곳에 따라 다르다. 本域 安山岩의 岩色은 綠灰色 또는 暗綠色이며 0.2cm 乃至 0.5cm 直徑의 長石및 角閃石 斑晶을 包含한 斑狀組織을 가진다. 斜長石斑晶은 알바이트 및 알바이트-칼스반雙晶과 累帶構造를 보인다. 斜長石의 成分은 An_{40}~An_{50}이다.

安山岩은 보통 長石이 變質된 綠簾石과 單斜輝石이 變質된 우랄라이트 假像과 少量의 方解石 및 黃鐵石을 포함한다. 이는 本鑛床生成 以前에 이미 安山岩이 프로필라이트化되었음을 알려준다. 朴永鎭(1980)과 金相旭(1982)은 慶尙盆地內 安山岩은 甚한 變質을 받았기 때문에 新鮮한 安山岩은 볼 수 없다고 報告한 바 있다.

硏究地域內에서 安山岩의 K-長石의 量은 鑛脈에 接近할수록 그 增加現象이 뚜렷하다. 이 現象은 鑛床의 스카른化作用과 關聯된 potassic metasomatism에 의하여 斜長石이 K-長石으로 變한 結果로 解析된다.

여기서 鐵鑛脈 주변의 變質이 特히 甚한 安山岩類를 그 變化程度에 따라 變質安山岩과 强變質安山岩으로 區分하였다.

坑內에서 安山岩內에 少量의 처어트 捕獲體가 發見되는데, 이는 鎭東層의 一部로 보인다.

慶南地域의 白堊紀花崗岩類는 貫入時期와 分布地 및 岩石學的 特徵에 따라 크게 鎭東花崗岩, 佛國寺花崗岩, 馬山岩으로 區分된다(李商萬, 1974). 그러나 이 地域에는 佛國寺花崗岩과 馬山岩만 分布되며(李河榮·金相旭, 1964), 이 花崗岩類는 李昌鎭·朴喜寅(1976)에 의해서 Fig.1에서 보는 바와 같이 細分되었다. 佛國寺花崗岩은 hypidiomorphic granular texture가 뚜렷하지만, 馬山岩은 微文象組織, 斑狀組織, 애플리틱組織을 가진다. 이 두 花崗岩의 主要鑛物成分은 石英, K-長石, 斜長石으로 매우 비슷하지만, 馬山岩은 佛國寺花崗岩보다 perthite, 微斜長石이 많고, 角閃石이 적다.

Fig.1에서와 같이 스카른型鐵鑛床은 馬山岩 주변 또는 그 接觸部부근에 形成되어 있으므로 馬山岩은 이 地域의 鐵鑛化作用과 成因的으로 關聯이 있음을 나타낸다. 李商萬(1972), 李昌鎭·朴喜寅(1976), 李旼成(1981), 陳明植(1981), 李商萬·李相憲(1982)등은 馬山岩이 慶南地域의 대부분의 鑛床의 成因과 密接하게 關係되었다고 報告한 바 있다.

이 地域 馬山岩은 그 組織에 따라 애플라이트, 斑狀花崗岩, 微文象花崗岩으로 區分되며 이들은 모두 微文象組織을 보이나, 微文象組織은 特히 微文象花崗岩에서 더 뚜렷하다. 이 地域에서 애플라이트는 鑛床과의 거리도 멀고 그 규모도 작으므로 微文象花崗岩과 斑狀花崗岩만이 時空間的으로 鐵鑛床의 關係火成岩으로 고려될 수 있다.

鑛 床

本域 鐵鑛床들은 프로필라이트化安山岩內에 胚胎된 스카른型磁鐵石脈狀鑛床으로서 鑛脈의 走向과 傾斜는 대체로 NS~NNE, 60°SE~90°이다.

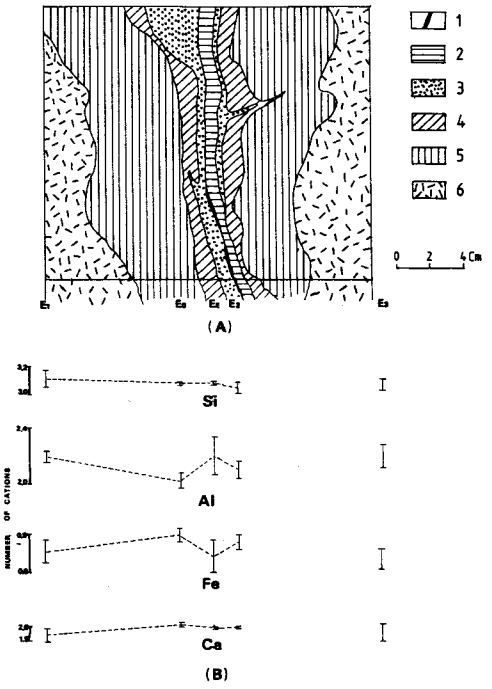

Fig. 2 A : Sketch showing the mode of occurrence of zoned skarn (-3L, E-cross, 324m, Mulgeum iron mine), B : The trend of compositional variation of epidote in each zone.
1. magnetite, 2. garnet, 3. epidote, 4. epidote-orthoclase, 5. intensely altered andesitic rock, 6. altered andesitic rock.
E_1 : epidote in altered andesitic rock, E_O : epidote in intensely altered andesitic rock, E_E : epidote in epidote-orthoclase skarn, E_2 : epidote in epidote skarn, E_3 : epidote in dacite(location not related with Fig. 2-A). Plotted analyses are same as Table 2.

主要鑛床으로 勿禁, 梁成, 梅里, 金海鑛床(Fig. 1)을 들 수 있는데, 이 鑛床들은 母岩, 關係火成岩, 스카른 및 鑛石鑛物 그리고 鑛體의 形態등이 類似하다.

스카른帶가 鑛體의 양쪽에 거의 對稱的으로 帶狀分布되는데, 일반적으로 磁鐵石脈으로부터 母岩쪽으로 石英－柘榴石帶, 綠簾石帶, 緣簾石－正長石帶의 順으로 發達하며 그 外側에 强變質安山岩帶 및 變質安山岩帶가 있다.

수많은 磁鐵石細脈주변에도 小規模스카른帶가 발달하는데, 이들의 順序도 大規模스카른帶와 같다(Fig.2).

石英－柘榴石스카른은 主로 石英과 柘榴石 結晶의 集合體이며 少量의 綠簾石, 方解石이 있다. 平均粒度는

Table 1 Electron microprobe analyses of garnet in quartz-garnet skarn from the Mulgeum ore deposits.

points of anlyeses*		G_1	G_2	G_3	G_4	G_5	G_6	G_7	G_8	G_9
weight percent	SiO_2	45.63	45.43	45.30	45.88	45.72	46.01	46.22	46.78	45.60
	Al_2O_3	—	—	0.92	4.86	1.61	—	0.41	7.65	6.01
	Fe_2O_3	37.48	37.89	36.41	31.61	35.73	37.30	36.78	25.51	30.20
	CaO	16.12	16.01	14.93	15.24	15.33	15.86	15.88	15.18	15.04
	MnO	0.76	0.66	2.45	2.40	1.61	0.83	0.70	2.88	3.16
	Total	99.99	99.99	100.01	99.99	100.00	100.00	99.99	100.00	100.01
Number of cations oxygen : 12.5	Si	3.98	3.97	3.94	3.86	3.95	4.01	4.01	3.83	3.82
	Al	—	—	0.09	0.48	0.16	—	0.04	0.74	0.59
	Fe	2.46	2.49	2.39	2.01	2.32	2.45	2.40	1.70	1.90
	Ca	1.50	1.50	1.39	1.37	1.42	1.48	1.47	1.33	1.35
	Mn	0.06	0.05	0.18	0.17	0.12	0.06	0.05	0.20	0.22
	Total	8.00	8.01	7.99	7.89	7.97	8.00	7.97	7.80	7.88
Andradite mol. %		100.00	100.00	96.37	80.72	93.55	100.00	96.77	69.67	76.31

*Analysed by M. W. Lee at Tohoku University.

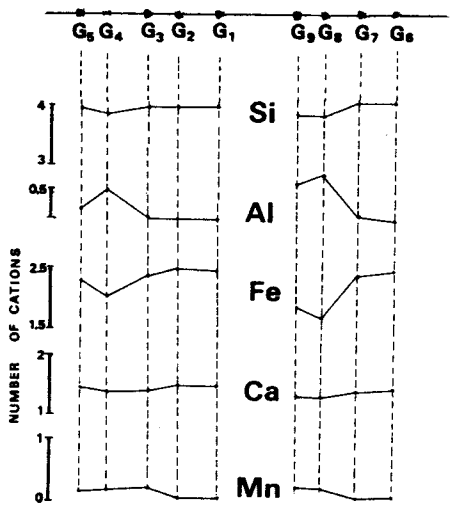

Fig. 3 The variation of the chemical composition from the cores to the rims of the anisotropic garnet grain in quartz-garnet zone from the Mulgeum ore deposits. Plotted analyses are same as Table 1.

約 0.4mm이지만 約 2mm에 해당되는 것도 있다.

本域 鐵鑛床産 柘榴石은 그 대부분이 等方性안드라다이트로서 그 成分은 Ad_{100}이지만, 累帶構造를 보이는 異方性柘榴石은 Ad_{100}～$Ad_{60.67}$의 범위에 있다. Table 1은 勿禁鑛床의 本스카른帶內 累帶狀柘榴石의 EPMA 分析値이며, Fig.3는 그結果를 나타낸 것이다.

綠簾石스카른은 주로 綠簾石과 약간의 石英으로 되어 있으며, 粒度는 약 0.5mm이다. 少量의 磁鐵石, 스펜, 柘榴石, 綠泥石, 正長石, 斜長石, 燐灰石과 角閃石도 있다.

勿禁鑛床 各 스카른帶에서 産出되는 綠簾石에 대한 EPMA分析値는 Table 2와 같으며 Fig.2는 그 結果를나타낸 것이다.

綠簾石스카른內 綠簾石의 Pistacite 成分은 $Ps_{26.9}$～$Ps_{30.9}$이다(Table 2).

綠簾石－正長石스카른은 主로 正長石과 綠簾石으로 構成되어 있다. 平均粒度는 약 0.5mm이지만, 正長石 斑晶은 약 5mm에 이르기도 한다. 이 스카른內 綠簾石의 Pistacite 成分은 $Ps_{21.1}$～$Ps_{29.7}$이다(Table 2).

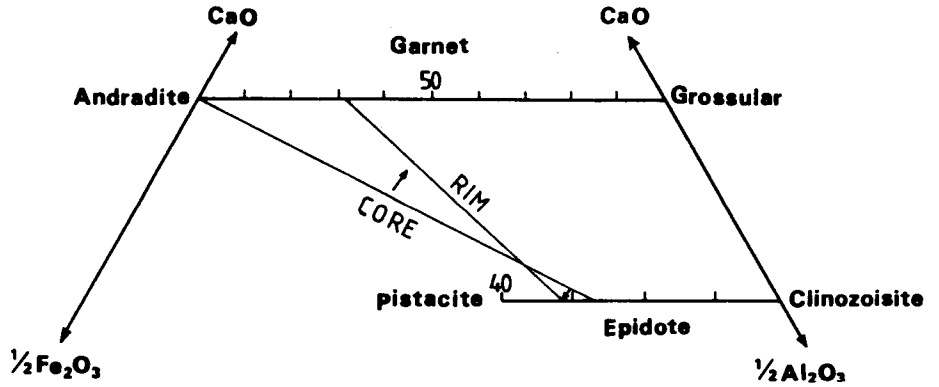

Fig. 4 The change of chemical compositions of an isotropic garnet and epidote from the Mulgeum iron ore deposits on the Ca-Al-Fe^{+3} triangular diagram.

Table 2 Electron microprobe analyses of epidotes in the Mulgeum ore deposits.

Sample location		E_1					E_0					E_R			
Point No.		1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4
wt. %	SiO_2	39.20	39.04	38.80	39.90	38.20	38.53	38.39	38.51	38.25	38.23	38.97	39.04	38.99	38.94
	Al_2O_3	23.91	23.69	23.85	23.03	22.72	21.90	21.88	21.52	3.31	20.56	25.09	24.17	23.07	22.43
	Fe_2O_3	11.44	12.18	12.34	12.90	14.28	13.93	14.41	14.45	15.43	15.60	10.50		12.54	13.48
	CaO	23.45	23.09	23.00	22.18	22.80	23.63	23.32	23.51	23.46	23.60	23.43	23.18	23.40	23.15
	Total	98.00	98.00	97.09	98.01	98.00	97.99	98.00	97.99	97.99	97.99	97.99	98.00	98.00	98.00
Number of cations oxygen : 12.5	Si	3.12	3.10	3.08	3.18	3.05	3.08	3.07	3.08	3.07	3.07	3.07	3.09	3.10	3.10
	Al	2.22	2.22	2.23	2.16	2.14	2.06	2.06	2.03	1.97	1.95	2.33	2.25	2.16	2.11
	Fe	0.68	0.73	0.74	0.77	0.86	0.84	0.87	0.87	0.94	0.94	0.62	0.69	0.75	0.81
	Ca	1.98	1.96	1.96	1.89	1.95	2.02	2.00	2.02	2.02	2.03	1.98	1.97	1.99	1.98
	Total	8.00	8.01	8.01	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00	8.00
$100\times Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al)$		23.4	24.7	24.8	26.4	28.6	28.9	29.6	29.9	32.3	32.6	21.1	23.5	25.7	27.7

Sample location		E_2						E_3					
Point No.		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
wt. %	SiO_2	38.38	38.74	38.19	38.20	37.54	38.43	38.91	38.45	38.99	38.99	38.13	38.11
	Al_2O_3	23.07	22.77	22.80	22.41	22.06	21.52	24.54	24.14	23.18	23.18	23.23	22.63
	Fe_2O_3	13.28	13.31	13.69	14.06	14.96	15.11	11.07	12.92	12.64	12.71	13.41	13.46
	CaO	23.25	23.18	23.32	23.33	23.43	22.93	23.50	22.48	22.93	22.66	23.24	23.79
	Total	97.98	98.00	98.00	98.00	97.99	97.99	98.01	97.99	97.99	97.99	98.01	97.99
Number of cations oxygen : 12.0	Si	3.06	3.09	3.04	3.05	3.01	3.08	3.05	3.04	3.08	3.11	3.03	3.04
	Al	2.16	2.14	2.14	2.11	2.08	2.03	2.27	2.25	2.18	2.16	2.17	2.12
	Fe	0.80	0.80	0.82	0.85	0.90	0.91	0.65	0.77	0.75	0.75	0.80	0.81
	Ca	1.98	1.98	1.99	1.99	2.01	1.97	1.97	1.90	1.94	1.92	1.98	2.03
	Total	8.00	8.01	7.99	8.00	8.00	7.99	7.94	7.96	7.95	7.94	7.98	8.00
$100\times Fe^{3}/(Fe^{3}+Al)$		26.9	27.2	27.7	28.6	30.2	30.9	22.4	25.5	25.6	25.9	26.9	27.5

See Fig. 2 on the sample locations. Analysed by M.M. Lee at Tohoky university

强變質安山岩은 主로 正長岩과 斜長石으로 이루어져 있으며, 少量의 綠簾石, 磁鐵石, 角閃石과 方解石으로 되어 있다. 이 岩石의 綠簾石의 Pistacite 成分은 $Ps_{28.9}$ ~$Ps_{32.6}$이다(Table 2).

變質安山岩은 主로 斜長石과 角閃石으로 되어 있으며 少量의 綠簾石, 磁鐵石, 單斜輝石, 우랄라이트가 包含된다. 이岩石의 綠簾石의 Pistacite成分은 $Ps_{23.4}$~$Ps_{28.6}$이다.

本鐵鑛床의 鑛石鑛物은 主로 磁鐵石이며, 그外에 少量의 赤鐵石, 黃鐵石, 黃銅石, 磁硫鐵石, 閃亞鉛石, 方鉛石 및 테트라헤드라이트이다.

스카른 및 鑛石鑛物의 組織 및 産出狀態를 기준으로 主要 段階別 鑛物의 生成順序를 確認하고, 스카른化作用 및 鑛化作用의 生成順序를 간단히 정리하면 다음과 같다.

스카른化作用→Fe-S鑛化作用→Fe-O-S鑛化作用 및 스카른化作用→Fe-S鑛化作用

流體包有物研究

이鑛床內 晶洞石英과 方解石結晶內 流體包有物은 모두 液相 및 氣相의 二相包有物이다. 石英內 流體包有物의 充塡度는 60%～70%이며, 方解石內 流體包有物은 80～90%이다.

石英內 流體包有物의 冷却 및 加熱實驗資料는 Table 3와 같다.

이 流體包有物의 NaCl相當鹽濃度는 0.3～6.4wt.%이며 대부분은 0.3～3.8wt.%이다. 이 값은 純水에 거의 가까운 매우 낮은 값이다. 이는 이들 流體包有物이 鑛化最末期의 殘留溶液에서 形成되었음을 가리킨다.

石英內 流體包有物의 均一化溫度는 257°～360℃이며, 各 鑛床 및 深度別 溫度가 매우 좁은 범위내에 든다.

한편, 鑛化作用以後에 生成된 方解石內 流體包有物의 鹽濃度는 石英과 類似한 값을 가지나, 均一化溫度는 勿禁鑛床의 경우 139°～150℃, 梅里鑛床의 경우 131°～172℃이다.

一般的으로, 均一化溫度로 鑛床生成溫度를 定하자면, 壓力補正이 必要하다. 章基弘(1982)의 慶尙系地域 層序資料를 기준으로 이 鑛床 生成當時 鑛化場所 上位의 地層의 두께를 槪算하면 約 2000m이다. 이로부터 이 當時의 岩壓은 약 500atm.이었음을 알 수 있다. 勿論 이때

Table 3 Freezing and heating data in the Yangseong, Mulgeum, Kimhae and Maeri ore deposits.

Ore deposits	Location	Freezing Temp. (℃)	Salinity (equivalent NaCl wt.%)	Homogenization Temperature (℃)
Yangseong	main adit	−2.9～−3.6	2.3～ 3.3	298～ 314
	outcrop	−3.2～−4.1	2.7～ 4.0	271～ 318
Mulgeum	−1L	−1.5～−4.2	0.3～ 4.1	318～ 360(+)
	−3L	−1.9～−5.8	0.9～6.4	257～360 (+)
	−5L	−2.8～−3.4	2.2～3.0	287～360(+)
Kimhae	main adit	−3.2～−4.1	2.7～4.0	271～318
Maeri	main adit	−2.1～−3.6	1.2～3.3	274～289

(+) : higher than

鑛化流體의 壓力은 이보다는 낮았을 것이다.

여기서, 上記資料와 Lemmlein과 Klevstov(1961)의 壓力－充塡度－溫度 實驗資料를 利用하면 壓力補正溫度는 石英의 경우 약 42℃, 方解石의 경우 약 40℃가 된다.

그러므로 上記 石英의 流體包有物 研究資料로 推定한 이 鑛床 主鑛化期의 生成溫度는 最少限 약 402℃ 以上이 될 것이다.

酸素 및 炭素同位元素比 分析研究

分析過程

Table 4와 Table 5에 보는 바와 같이 安山岩, 微文象花崗岩 및 各鑛床別 스카른帶에서 共生鑛物双이라고 認定되는 것들을 分離한 것과 各鑛脈에서 分離한 磁鐵石과 赤鑛石, 그리고 鑛化作用以後에 生成된 石英과 方解石의 酸素 및 炭素同位元素比를 分析하고, 各各의 酸素同位元素 地質溫度를 求한뒤, 流體包有物 研究資料와 함께 本鑛床의 스카른 및 鑛體를 生成시킨 熱水溶液의 起源 및 進化過程을 解析하였다.

鑛物分離는 試料破碎後 seiving을 거쳐 双眼實體顯微鏡下에서의 針를 이용한 hand picking, 磁力選別機, 重液法등을 利用하는 標準鑛物分離過程을 거쳤으며, 試料의 純度를 높이기 위하여 H_2SiF_6와 HCl溶液을 追加使用하였다. 分離된 鑛物은 X-線粉末廻折機로 그 純度를 確認한 後 同位元素比分析을 行하였다.

酸素同位元素比分析은 Clayton과 Mayeda(1963)의 方法으로, 炭素同位元素比分析은 McCrea(1950)의 方法으로 遂行하였다. 그리고 모든 酸素同位元素比資料는 Craig(1961)의 方法에 따라 SMOW를 기준으로, 그리고 炭素同位元素比資料는 Urey등(1951)의 方法에 따라 PDB를 기준으로 計算되었다. 모든 分析値의 正確度는 ±0.1‰이다.

Table 4 Oxygen Isotope analyses of minerals.

Sample No.	Sample Name	Sample Location	Mineral	δO^{18} (‰)
PA－1	Andesitic rock	Far esstward from the ore deposits	plagioclase (An=50%)	−0.19
			magnetite	−5.19
Gr－1	Micrographic granite	Near the Maeri ore deposits	quartz	6.31
			K－feldspar	5.32
AA－1	Altered andesitic rock	Mulgeum ore deposits	plagioclase (An=40%)	0.38
			epidote	−3.77
IA－1	Intensely altered andesitic rock	Mulgeum ore deposits	K－feldspar	1.23
			epidote	−0.74
Or－1	Epidote-orthoclase skarn	Mulgeum ore deposits	K－feldspar	1.72
			epidote	−0.83
ME－1	Epidote skarn	Mulgem ore deposits	quartz	2.37
			epidote	−2.79
			magnetite	−8.79
YE－1	Epidote skarn	Yangseong ore deposits	quartz	3.56
			epidote	−2.52
RE－1	Epidote skarn	Maeri ore depesits	quartz	6.82
			epidote	0.12
KE－1	Epidote skarn	Kimhae ore deposits	quartz	2.81
			epidote	−3.17
MG－1	Quartz−garnet skarn	Mulgeum ore deposits 3rd level	quartz	0.27
			garnet	−5.12
RG－1	Quartz−garnet skarn	Maeri·ore deposits	quartz	4.09
			garnet	−0.23
		Mulgeum ore deposits		
MM－1		1st level main vein	magnetite	0.53
MM－2		3rd level west vein	magnetite	0.06
MM－3		3rd level main vein	magnetite	0.27
MM－4	Ore vein	3rd level esst 2nd vein	magnetite	−1.68
MM－5		3rd level east 5th vein	magnetite	− 10.04
MM－6		6th level main vein	magnetite	−2.52
MM－7		8th level main vein	magnetite	−2.19
MH－1	Ore vein	Mulgeum ore deposits E_4~E_8 vein	hematite	−12.10
YM－1	Ore vein	Yangseong ore deposite	magnetite	−8.93
RM－1	Ore vein	Maeri ore deposits	magnetite	−2.52
KM－1	Ore vein	Kimhae ore deposits	magnetite	−0.19
MQ－1	Vuggy quartz	Mulgeum ore deposits 3rd level	quartz	2.57
RQ－1	Vuggy quartz	Maeri ore depsits	quartz	4.66
KQ－1	Vuggy quarte	Kimhae ore deposits	quartz	3.13

同位元素比測定은 美國 Case Western Reserve University 地質學科의 Nuclide RMS 6-60, 6 inch double collecting mass spectrometer를 使用하였다.

同位元素比 分析結果

本鑛床의 硅酸鹽鑛物과 酸化鑛物의 酸素同位元素比 分析結果는 Table 4와 같다.

安山岩：이試料는 보다 新鮮한 安山岩을 얻기 위하여 本硏究地域에서 東南쪽으로 약 20km 떨어진 梁山郡 機張面에서 採取한 비교적 新鮮한 安山岩이다.

本安山岩內의 共生鑛物双인 斜長石(An=50%)과 磁鐵石의 δO^{18}값은 各各 -0.19‰과 -5.18‰이다(Table4). 이 斜長石의 δO^{18}값은 典型的인 安山岩內 長石의 δ

Table 5 Oxygen and carbon isotopic compositions and $\delta O^{18}_{H_2O}$ values of calcites from the iron ore deposits.

Ore deposits		Sample No.	δO^{18} (SMOW)	δC^{13} (PDB)	Temperature (℃)	$\delta C^{18}_{H_2O}$ (‰)	Remarks
Yangseong		YC－1	8.86	－5.69	190	－0.72	dogtoothspar
Mulgeum	3LE$_4$	GC－3	23.03	－14.26	〃	13.45	〃
	3LE$_3$	GC－2	23.15	－14.34	〃	13.57	〃
	8L	GC－1	15.99	－13.28	〃	6.41	〃
	8L	GC－4	10.92	－8.50	〃	1.34	calcite in shear zone
Maeri		RC－1	5.08	－5.86	212	－3.35	calcite in shear zone
Kimhae		KC－1	0.99	－13.71	〃	－7.44	dogtoothspar

O^{18}값(약 +6‰; Taylor, 1974)보다 훨씬 낮은데, 이는 이 安山岩도 프로필라이트化되었기 때문이라고 판단된다.

斜長石과 磁鐵石의 酸素同位元素分別資料에 의한 式 $\alpha_{pl\text{-}mt}(T)$(Bottinga 와 Javoy, 1973)을 利用하여 이 岩石 生成當時의 溫度를 求하면 약 631℃이다. 이 溫度는 이 安山岩의 프로필라이트化作用時의 溫度로 解析된다. 또한 이 溫度와 Bottinga와 Javoy(1973)의 $\alpha_{mt\text{-}w}(T)$와 $\alpha_{pl\text{-}w}(T)$式을 이용하여 이 岩石이 生成될 當時 磁鐵石 및 斜長石과 平衡을 이루었던 물의 酸素同位元素成分 即 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 값을 계산해보면 둘다 +0.32‰이다. 이는 安山岩에 프로필라이트化가 일어날 때 작용한 물이 天水起源의 것이었음을 나타낸다.

微文象花崗岩：이岩石은 本域 鐵鑛床과 時空間的으로 密接하게 關聯된 關係火成岩으로 認定되고 있으므로 本 鐵鑛床을 生成시킨 鑛化流體의 成因과도 密接한 關聯이 있다. 따라서 梅里鑛床 近接部의 微文象花崗岩을 採取하여 共生鑛物双인 石英과 K-長石의 δO^{18}값을 分析하면 各各 +6.31‰과 +5.32‰이다(Table 4). 이 값들은 Taylor(1974)의 典型的인 花崗岩의 石英(+8～+14‰)과 長石의 값(+7～+13‰)보다 다소 낮다.

이 岩石內 石英과 K-長石의 酸素同位元素分別資料에 의한 式 $\alpha_{Qt\text{-}KF}(T)$(Bottinga와 Javoy, 1973)을 이용하면, 이들 鑛物双이 生成될 當時의 溫度는 약 717℃이다. 이는 花崗岩의 生成溫度로 타당한 값이다. 이 溫度와 Bottinga와 Javoy(1973)의 式 $\alpha_{KF\text{-}w}(T)$와 $\alpha_{Qt\text{-}w}(T)$를 利用하여 이 鑛物双이 生成될 當時의 물의 $\delta O^{18}_{H_2O}$를 計算하면 둘다 +5.83‰이다.

이물의 酸素同位元素成分은 典型的인 마그마水(+5.5～+10.0‰; Taylor, 1979)範圍內에 든다.

變質安山岩帶 및 强變質安山岩帶：變質安山岩의 斜長石(An=40%)과 綠簾石의 δO^{18}값은 각각 +0.38‰과 －3.77‰이고, 强變質安山岩의 K-長石과 綠簾石의 δO^{18}값은 각각 +1.23‰과 －0.74‰이다(Table 4). Matthews등(1983)의 長石－綠簾石의 酸素同位元素分別資料에 의한 式 $\alpha_{F\text{-}Epi}(T)$를 이용하여 계산한 溫度가 變質安山岩의 경우는 115℃이고, 强變質安山岩의 경우는 461℃이다.

이는 주변의 地質學的 資料를 감안할 때 不合理한 溫度로 판단되므로, 이 鑛物들은 非平衡狀態에서 생긴 것이라고 解析된다.

綠簾石－正長石스카른：이 스카른에서의 K-長石과 綠簾石의 δO^{18}은 +1.72‰과 －0.83‰이다(Table 4). Matthews등(1983)의 K-長石과 綠簾石에 關한 式 $\alpha_{KF\text{-}Epi}(T)$를 利用하여 求한 溫度는 372℃로서 이는 地質學的으로 타당한 온도로 해석된다. 이 溫度와 O'Neil과 Taylor(1967)의 式 $\alpha_{KF\text{-}w}(T)$를 이용하여 上記 鑛物双과 平衡을 이루었던 물의 酸素同位元素成分 $\delta O^{18}_{H_2O}$를 구하면 －1.86‰이다.

綠簾石스카른：이 스카른의 試料는 勿禁의 경우는 石英, 綠簾石, 磁鐵石을, 그리고 梁成, 梅里, 金海의 경우는 石英과 綠簾石만을 分析하였다. Table 4에서 보는 바와 같이 各鑛物의 δO^{18}값은 磁鐵石이 －8.79‰이고, 梅里의 값(石英：+6.82‰, 綠簾石：+0.12‰)을 제외한 石英과 綠簾石은 各各 +2.37～+3.56‰과 －2.52～－3.17‰의 범위로서 비교적 비슷한 범위의 값을 보인다.

勿禁의 경우, Bottinga와 Javoy(1973)의 石英－磁鐵石에 關한 式 $\alpha_{Qt\text{-}mt}(T)$를 이용하여 계산한 溫度는 433℃이고, Matthews와 Schliestedt(1984)의 石英－綠簾石에 關한 式 $\alpha_{Qt\text{-}Epi}(T)$를 이용하여 계산한 溫度는 368℃로서 石英－磁鐵石의 溫度보다 약간 낮은 편이다. 또한 梁成, 梅里, 金海에서 구한 石英－綠簾石 溫度는 各各 319℃, 290℃, 323℃로서 勿禁의 石英－綠簾石 溫度보다 더 낮다. 여기서 주변의 地質學的 資料를 감안할 때 石英－磁鐵石의 溫度인 433℃가 타당한 溫度이고, 石英－綠簾石의 경우는 非平衡狀態에서 생긴 것으로 판단된다.

溫度433℃와 Matsuhisa(1979)의 式 $\alpha_{Qt\text{-}w}(T)$를 이용하여 계산한 $\delta O^{18}_{H_2O}$는 －0.97‰이다.

石英－柘榴石 스카른：石英과 柘榴石 鑛物双의 δO^{18}

값은 勿禁의 경우 +0.27‰과 −5.12‰이고, 梅里의 경우 +4.09‰과 −0.23‰이다(Table 4).

Kiffer(1982)의 資料를 이용하여 各双의 형성당시의 酸素同位元素溫度를 求해보니, 勿禁의 경우는 527℃, 梅里의 경우는 587℃이다. 이 溫度와 Matsuhisa등(1979)의 式 $\alpha_{Qt\text{-}w}(T)$를 이용하여 얻은 δO^{18}_{H2O}값은 勿禁의 경우 −1.79‰, 梅里의 경우 +2.46‰이다. 그리고 Bottinga와 Javoy(1973)의 式 $\alpha_{Qt\text{-}w}(T)$를 이용하면 勿禁이 −2.44‰, 梅里가 +2.25‰이다.

磁鐵石：勿禁鑛床 1坑, 3坑, 6坑, 8坑의 主脈과 3坑의 西脈, 東2脈, 東脈, 그리고 梁成, 梅里, 金海鑛床의 主脈의 磁鐵石의 酸素同位元素成分比를 分析하였다(Table 4).

δO^{18}값은 −10.04～+0.53‰ 범위의 값을 보이나, 勿禁 東5脈(−10.04‰)과 梁成 主脈의 값(−8.93‰)을 除外하면 −2.52～+0.53‰로서 비교적 좁은 範圍의 값을 갖는다.

그리고 主脈에서 東脈쪽으로 감에 따라, 또한 上部에서 下部로 감에 따라 δO^{18}값은 약간 減少하는 경향을 보인다.

石英−柘榴石스카른의 온도를 기준으로 하면 磁鐵石의 生成溫度는 약 600℃로 推定할 수 있다. 이 溫度와 Bottinga와 Javoy(1973)의 式 $\alpha_{mt\text{-}w}(T)$을 利用하여 물의 酸素同位元素成分을 구해보면 δO^{18}_{H2O}는 −4.41～+6.16‰의 범위이다. 그러나 勿禁 東5脈(−4.41‰)과 梁成主脈(−3.30‰)의 값을 제외하면 +3.11～+6.16‰로서 비교적 좁은 범위의 값을 보인다.

赤鐵石：赤鐵石은 勿禁鑛床 東4脈과 東5脈 사이의 細脈中 鏡鐵石만을 分析하였다. δO^{18}의 값은 −12.10‰이고, 주변 石英−柘榴石스카른의 溫度를 기준으로 이 鏡鐵石의 生成溫度를 약 550℃로 볼 때, Bottinga와 Javoy(1973)의 式을 이용하면 δO^{18}_{H2O}값은 −6.23‰이다.

晶洞石英：勿禁, 梅里, 金海鑛床에서 流體包有物 溫度를 測定한 石英試料에 대한 δO^{18}값을 구해보니 各各 2.57‰, 4.66‰, 3.13‰이었다. 各各의 流體包有物 溫度(壓力補正溫度)402℃, 331℃, 360℃와 Matsuhisa등(1979)의 式을 이용하여 δO^{18}_{H2O}를 구해보면 各各 −1.36‰, −1.19‰, −1.90‰이다.

方解石：勿禁, 梁成, 梅里, 金海鑛床의 鑛化作用以後에 生成된 方解石 試料 7個에 대한 酸素 및 炭素同位元素比의 分析 結果는 Table 5와 같다.

δO^{18}값은 +0.99～+23.15‰의 범위이고, δC^{13}값은 −5.69～−14.34‰의 범위이다. 일반적으로 이 δO^{18}값은 다른 鑛床들의 값(蘇七燮등, 1985; 固城 δO^{18}=+5.9～+6.2‰, δC^{13}=+5.4～+6.0‰: 崔錫源, 1986; 咸安 δO^{18}=+10.95～+19.35‰, δC^{13}=−6.87～−11.7‰)에 비하여 多少 무거우며, δC^{13}값은 多少 가볍다.

流體包有物溫度(壓力補正溫度)와 O'Neil등(1969)의 式 $\alpha_{cal\text{-}w}(T)$을 이용하여 구한 δO^{18}_{H2O}의 값은 −7.44‰～+13.5‰이다(Table 5).

考 察

本硏究를 통하여 얻어진 δO^{18}값은 石英과 長石 그리고 方解石의 값을 제외하면 대체로 낮은 값이다(Table 4).

安山岩과 花崗岩 그리고 各스카른帶의 共生鑛物双의 酸素同位元素比를 利用하여 求한 溫度에 의하면 安山岩의 프로필라이트化作用時의 溫度는 약 631℃, 花崗岩 生成時의 溫度는 약 717℃, 綠簾石−正長石스카른, 綠簾石스카른 및 石英−柘榴石스카른 生成時의 溫度는 各各 372℃, 433℃, 527°～587℃이다. 여기서 各스카른帶의 溫度는 鑛脈에서 멀어질수록 대체로 減少하는 경향을 보인다.

그런데, 勿禁鐵鑛床의 各스카른帶에서 産出되는 綠簾石의 EPMA分析結果(Table 2)에 의하면, 綠簾石의 pistacite成分은 $Ps_{21.1}$～$Ps_{32.6}$의 範圍로서 스카른帶에 따른 變化가 별로 뚜렷하지 않다. 그러나 Fig.2에서 보는 바와 같이, 溫度의 變化가 거의 없었다고 認定할 수 있는 小規模 스카른帶에서 强變質安山岩帶를 제외하면 鐵鑛脈에 接近할수록 綠簾石의 Fe含量이 증가하는 경향을 보인다. 이 現象은 Fujigatani 鑛山(Ito, 1962), Yaguki 鑛山(Shimazaki, 1969) 및 Kamaishi 鑛山(Tsusue, 1961)의 것과 유사하다.

綠簾石의 成分과 fo_2의 關係 實驗結果(Holdaway, 1972; Liou, 1974)에 의하면 綠簾石의 Fe含量은 主로 fo_2에 비하여 증가한다고 한다. 그러므로 이 鑛床에서 鐵鑛脈에 接近할수록 綠簾石의 Fe含量이 증가하는 것은 鑛脈에 接近할수록 fo_2가 높았던 결과로 해석된다.

한편, Fig.3에서 보는 바와 같이 累帶狀柘榴石의 경우, 中心部의 안드라다이트(Ad_{100})로부터 외곽부로 갈수록 그로술라成分이 波狀的으로 증가한다. Shoji(1975)에 의하면, 同一 fo_2조건하에서 안드라다이트의 生成溫度는 그로술라의 것보다 약 100℃가 높다고 한다. 그리고 Hsu(1968)는 同一溫度下에서 그로술라는 안드라다이트보다 낮은 fo_2下에서 생성되는 것을 실험으로 증명하였다. 이 鑛床에서 單一柘榴石 結晶이 生成되는 동안에, 溫度는 그리 큰 變化가 없었을 것이므로, 이때 作用한 要因은 主로 fo_2변화에 의한 것으로 해석할 수 있다. 그러므로 이경우 fo_2가 감소함에따라 柘榴石의

외곽부에서 少量의 그로술라가 형성되었다고 해석된다. 한편, Fig.3에서 柘榴石의 最外廓部에서 Fe含量의 증가를 보여준다. 이는 그 부분이 형성될 때의 fo_2가 부분적으로 약간 증가되었음을 나타낸다.

上記 사실들로 판단한다면, 이 鑛床에서의 綠簾石과 柘榴石 스카른鑛物 생성時에는 溫度變化보다는 주로 fo_2 변화의 영향을 크게 받았다고 解析된다.

Fig.4는 Ca-Al-Fe^{+3} 三角圖에서 共生하는 累帶狀柘榴石과 綠簾石 結晶間에 Fe^{+3}와 Al含量이 相互 逆으로 變하는 현상을 보여준다. 이는 다음과 같은 關係의 置換反應이 일어났음을 의미한다.

$$Ca_{3/2}FeSi_{3/2}O_6 + Ca_2Al_2AlSi_3O_{12}(OH)$$
andradite clinozoisite
$$= Ca_{3/2}AlSi_{3/2}O_6 + Ca_2Al_2Fe^{+3}Si_3O_{12}(OH)$$
grossular pistacite

즉 柘榴石과 綠簾石의 結晶作用中에 fo_2의 變化에 따라 Fe^{+3}과 Al이 相互置換되었다고 해석할 수 있다. 이 현상은 Chichibu 鑛山(Kitamura, 1975)의 것과 유사하다.

各스카른帶의 酸素同位元素溫度가 鑛脈에서 멀어짐에 따라 減少하는 경향을 보이는 것은, 安山岩內의 裂隙을 통해서 올라오는 熱水溶液의 溫度가 처음에는 높았을테지만, 裂隙의 中心部로부터 연변부의 母岩을 통해서 擴散되면서 變質作用을 일으키는 동안에 그 溫度가 차차 낮아지게 된 結果로 解析된다.

鑛脈에 가장 가까운 石英－柘榴石스카른帶에서 구한 酸素同位元素溫度가, 勿禁鑛床의 경우 527℃, 梅里鑛床의 경우 587℃이므로 鑛脈의 磁鐵石의 生成溫度는 약 600℃로 推定할 수 있다. 그리고 勿禁鑛床 赤鐵石의 生成溫度는 勿禁의 石英－柘榴石스카른帶의 生成溫度를 기준으로 約550℃로 推定할 수 있다. 磁鐵石 鑛化作用의 直後에 生成된 晶洞石英內 流體包有物硏究 結果, 이 鑛床 主鑛化期의 生成溫度가 最少限 약 402℃以上일 것이라고 推定한 것을 감안할 때도 이 溫度는 타당한 값이라고 판단된다.

磁鐵石의 $\delta O^{18}_{H_2O}$값이 微文象花崗岩의 값에 가까운 것은, 이 鑛床을 生成시킨 熱水溶液의 主起源은 微文象花崗岩을 生成시킨 마그마水로터 由來된 것이라고 解析된다. 그런데, $\delta O^{18}_{H_2O}$ 값은 花崗岩의 石英, 長石, 그리고 大部分의 磁鐵石과 方解石의 경우를 제외하고는 대체로 낮은 값이다. 특히 全스카른帶를 통해서 낮은 δo^{18}과 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 값을 보이는데, 또한 이들은 스카른帶에 따른 變化경향은 거의 보이지 않는다. 이는 마그마水 起源의 熱水溶液이 安山岩內 裂隙을 통해 올라오면서 母岩을 變質시키는 동안에 母岩과의 廣範圍한 酸素同位元素交換을 일으켰고, 또한 局部的으로 天水가 混入되었기 때문이라고 解析할 수 있다.

鑛脈의 磁鐵石의 $\delta O^{18}_{H_2O}$값中 勿禁 1坑主脈(+6.16‰)과 3坑主脈(+5.89‰)의 값은 微文象花崗岩(+5.83‰)의 값보다도 多少 높다. 이것은 이 磁鐵石脈을 生成시킨 熱水溶液의 主起源이, 보다 深部의 微文象花崗岩體를 形成시킨 높은 $\delta O^{18}_{H_2O}$값의 마그마水로부터 由來된 것이라고 해석된다. 그리고 磁鐵石鑛體의 形成段階에는 모든 變質作用이 이미 完了된 後여서 母岩과의 酸素同位元素交換 없이 主로 鑛體만 형성시켰을 것이므로, 磁鐵石의 $\delta O^{18}_{H_2O}$값은 마그마水의 값과 비슷하게 되었다고 해석된다.

鑛脈의 磁鐵石의 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 값에 있어서 勿禁 東5脈(－4.41‰)과 梁成主脈(－3.30‰)의 값이 勿禁鑛床 赤鐵石(－6.23‰)의 값에 近接하는 점으로 보아 이는 이들 磁鐵石이 martitization에 의하여 赤鐵石化된 것의 영향이라고 판단된다.

鑛化作用以後의 方解石의 $\delta O^{18}_{H_2O}$값은 이 地域附近 現在의 天水의 값($\delta O^{18}_{H_2O}$ = －5.2～－7.0‰; 金奎漢, 1981)과 대체로 비슷하나 그중에는 +13.45‰ 및 +13.57‰과 같이 Taylor(1979)의 典型的인 마그마水(+5.5～+10.0‰)보다 높은 값을 보이는 것도 있다. 그런데, 坑內에서 安山岩內에 쳐어트의 捕獲體가 보이는 점으로 보아, 이러한 것들은 보다 높은 δO^{18}값을 갖는 쳐어트(참고：深海產 쳐어트의 δO^{18}값＝+27～+39‰; Kolodny, 1976)를 天水가 녹여내어 생긴 것으로 사료된다.

한편, 方解石의 δC^{13}값이 상대적으로 낮은 것은 원래 낮은 δC^{13}값을 갖는 이 地域의 天水가 δC^{13}값이 낮은 安山岩(참고：Hawaii 안산암의 δC^{13}값＝－24.8‰; Craig, 1953)을 녹여내어서 생긴 것으로 사료된다.

또한 이 鑛床產 方解石의 δC^{13}값이 咸安鑛床產 方解石의 δC^{13}값(－6.87～－11.7‰; 崔錫源, 1986)에 비교적 가까운 값을 갖는데, 이는 慶南地域 鑛床들의 炭素同位元素的 特徵中의 하나일 가능성을 생각하게 한다.

結 言

硏究地域의 鐵鑛床들은 프로필라이트化安山岩內에 胚胎된 스카른型磁鐵石脈狀鑛床으로서 關係火成岩은 馬山岩에 屬하는 微文象花崗岩과 斑狀花崗岩이다.

本鑛床은 磁鐵石鑛脈을 中心으로 對稱的인 스카른의 帶狀分布를 보이는데, 그順序는 鑛脈으로부터 石英－柘榴石帶, 綠簾石帶및 正長石－綠簾石帶이다.

石英－柘榴石帶의 柘榴石은 대부분 等方性의 안드라

다이트(Ad_{100})이지만, 累帶構造를 보이는 異方性柘榴石도 있어서, 그 成分은 中心部의 Ad_{100}에서 외곽부의 $Ad_{69.7}$로 변한다. 各스카른帶에서 産出되는 綠簾石의 pistacite 成分은 $Ps_{21.1}$~$Ps_{32.6}$範圍로서 스카른帶에 따른 變化가 별로 뚜렷하지 않다. 그러나 鐵鑛脈에 接近할수록 綠簾石의 Fe含量이 증가하는 경향을 보인다. 또한 累帶狀柘榴石의 中心部에서 외곽부로 갈수록 Fe^{+3} 含量의 變化를 보인다. 그리고 共生하는 累帶狀柘榴石과 綠簾石 結晶의 粒子間에 Fe^{+3}와 Al含量이 逆으로 變하는 현상을 보인다. 이들 綠簾石과 柘榴石의 生成時에는 溫度變化보다 주로 fo_2變化의 영향을 크게 받은 것으로 解析된다.

磁鐵石內 晶洞石英의 流體包有物硏究로 이 鑛床 主鑛化期의 生成溫度를 推定하면 最少限 약402°C以上이다. 그리고 스카른帶의 酸素同位元素比硏究에 의하여 鑛脈의 磁鑛石의 生成溫度는 약600°C로, 赤鐵石의 生成溫度는 약550°C로 推定하였다.

各스카른帶의 酸素同位元素溫度는 鑛脈으로부터 멀어짐에 따라 減少하는 경향을 보인다. 그러나 스카른帶內 各鑛物의 δO^{18}값과 계산된 값은 별 변화가 없으며, 대체로 天水起源範圍의 낮은 값을 보인다. 그런데 磁鐵石의 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 값은 微文象花崗岩內 石英과 長石의 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 값과 비슷하거나 크다. 上記사실은 이 鑛床을 生成시킨 熱水溶液이, 보다 深部의 馬山岩을 형성시킨 마그마水로부터 由來된 것이고, 이 熱水溶液이 安山岩內 裂隙을 통하여 올라오면서 프로필라이트化安山岩을 變質시키면서 熱水溶液과 母岩間에 廣範圍한 酸素同位元素交換을 일으켰으며, 또한 局部的으로 天水의 混入이 있었기 때문에 일어난 것으로 解析된다. 또한 磁鐵石鑛脈 生成期에는 그 沈澱場所가 이미 모든 變質作用이 完了된 後였으므로, 熱水溶液과 프로필라이트化安山岩間의 酸素同位元素交換없이 단순히 鐵鑛體만을 生成시켰다고 해석된다.

鑛化作用以後에 生成된 方解石은 相對的으로 높은 δO^{18}과 $\delta O^{18}_{H_2O}$ 값 및 相對的으로 낮은 δC^{13}값을 보이는데, 이는 鑛化作用以後의 殘留流體는 그當時 이 地域의 天水가 主種을 이루었고, 이것이 安山岩內의 높은 δO^{18}값을 가진 처어트 捕獲體와 낮은 δC^{13}값을 가진 安山岩을 녹여낸 結果로 解析된다.

參考文獻

金明均(1980) 勿禁 鐵鑛山에 分布하는 安山岩類의 母岩變質 및 地球化學. 서울大學校 大學院 碩士學位論文, 82p.

金善億・姜洋平(1969) 勿禁鐵山의 鑛體發達樣相과 그에 따른 探鑛計劃. 鑛山地質(2-1), p.13-34.

金相旭(1982) 北部檜川盆地內에 分布하는 後期 白堊紀 火山岩類의 岩石學的 硏究. 서울大學校 大學院 博士學位論文, 133p.

朴永鎭(1980) 慶南梁山-機張間 安山岩質岩類의 岩石化學및 變質作用. 延世大學校 碩士學位論文, 54p.

禹榮均・李旼成・朴喜寅(1982) 慶南地區의 스카른型 鑛床의 成因과 스카른 鑛物에 關한 硏究. 鑛山地質(15-1), p.1-16.

李商寅(1974) 우리나라의 火成活動과 鑛化作用에 關한 關聯性 硏究. 科學技術處 R-74-48.

李商萬(1972) 慶尙盆地內의 花崗岩類와 鑛化作用. 孫致武敎授 頌壽紀念論文集, p.195-219.

李昌鎭・朴喜寅(1976) 金海附近 酸性火成岩類에 關한 岩石學的 硏究. 地質學會誌(12-4), p.227-241.

李河榮・金相旭(1964) 金海 1/50,000 地質圖幅및 說明書.

章基弘(1982) 上部中生代層(白堊系-慶尙累層群); 韓國의 地質과 鑛物資源. 金玉準敎授停年退任紀念論文集, p.113-128.

崔錫源(1986) 咸安地域 銅鑛床의 成因에 關한 硏究. 서울大學校 大學院 博士學位論文, p.118.

黃仁典・金基晥(1962) 勿禁鐵山調査報告. 地質鑛床調査硏究報告 5, p.3-42.

Bottinga, Y., and Javoy, M.(1973) Comments on oxygen isotope geothermometry. Earth Planet. Sci. Lett., v.20, p.250-265.

Clayton., R.N., and Mayeda, T.K.(1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochim. et Cosmochim. Acta, v.27, p.43-52.

Craig, H.(1953) The geochemistry of the stable Carbon isotopes. Geochim. et Cosmochim. Acta, v.3, p.53-92.

Craig. H.(1961) Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen 18 in natural water. Science, v.113, p.1833.

Holdaway, M.J.(1972) Thermal stabvility of Al-Fe epidote as a function of fo_2 and Fe content. Contr. Miner. and Petr., v.37, p.307-340.

Hsu, L.C.(1968) Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H; A model for garnet equilibria. Jour. Petr., v.9,p.40-83.

Ito, K.(1962) Zoned skarn of Fujigatani mine, Yamaguchi Prefecture, Japanese. Jour. Geol. Geogr,

v.33, p.169–190.

Jin, M.S.(1981) Petrology and geochemistry of the Cretaceous granitic rocks in southern Korea. Ph.D. Thesis in SNU, 144p.

Kiffer, S.W.(1982) Thermodynamics and lattice vibrations of minerals; Applications to phase equilibria, isotopic fractionation, and high-pressure thermodynamic properties. Rev. Geophys. Sp. Physics, v.20, p.827–849.

Kim, K.H. and Nakai N.(1981) Hydrogen. oxygen and sulfur isotope ratios of hot spring water in Korea. Geochemistry(Japan), v.5, p.6-16(Janpanese).

Kitamura, K.(1975) Al-Fe partitioning between garnet and epidote from the contact metasomatic copper deposits of the Chichibu mine, Japan. Econ. Geol., v.70, p.725–738.

Kolodny, Y. and Epstein, S.(1976) Stable isotope geochemistry of deep sea cherts. Geochim. et Cosmochim. Acta, v.40, p.1195–1209.

Lee, M.S.(1981) Geology and metallic mineralization associated with Mesozoic granitic magmatism in south Korea. Min. Geol., Japan, 31(4), p.235–244.

Lee, S.M., and Lee, S.H(1982) Petrogenetic and petrochemical approaches to ore genesis in Korea. Jour. Geol. Soc. Kor., 18–4, p.203–214.

Lemmlein, G.G., and Klevtsov, P.V.(1961) Relations among the principal thermodynamic parameters in a part of the system H_2O–NaCl. Geochemistry, No. 2, p.148–158.

Liou, J.G.(1974) Stability relations of andradite-quartz in the system Ca–Fe–Si–O–H. Amer. Miner., v.59, p.1016–1025.

Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R., and Clayton, R.N(1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz–albite–anorthite–water. Geochim. et Cosmochim. Acta, v.43, p.1131–1140.

Matthews, A., Goldsmith, J.R., and Clayton, R.N.(1983) Oxygen isotope fractionation between zoisite and water. Geochim. et Cosmochim. Acta, v.47, p.645–654.

Matthews, A., and Schliestedt, M.(1984) Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece. Contrib. Mineral. Petrol., v.88, p.150–163.

McCrea, J.M.(1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Jour. Chem. Physics, v.18, p.849–857.

O'Neil, J.R. and Taylor, H.P., Jr.(1967) The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspar. Am. Mineralogist, v.52, p. 1414–1437.

O'Neil, J.R., Clayton, R.N., and Mayeda, T.K.(1969) Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. J.Chem. Phys., v.51, p.5547–5558.

Shimazaki, H.(1969) Pyrometasomatic copper and iron ore deposits of the Yaguki mine, Fukushima prefecture, Japan. Jour. Eac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. Ⅱ.17, p.317-350.

Shoji, T.(1975) Role of temperature and CO_2 pressure in the formation of skarn and its bearing mineralization. Econ. Geol., v.70. p.739–749.

So, C.S., Chi., S.J., Shelton, K.L., and Skinner, B.J.(1985) Copper-bearing hydrothermal vein deposits in the Gyeongsang basin, Republic of Korea. Econ. Geol., v.80, p.43–56.

Taylor. H.P., Jr.(1974) The applicattione of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Econ. Geol., v.69, p.843–883.

Taylor, H.P., Jr.(1979) Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits : in Barnes, H.L. (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, Wiley and Sons, p.236–277.

Tsusue, A.(1961) Contact metasomatic iron and copper ore deposits of the Kamaishi mining district, northeastern Japan. Jour. Fac. Sci, Univ. Tokyo, Sec. Ⅱ, v.13, p.133–179.

Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S., and McKinney, C.R.(1951) Measurement of paleotemperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark and the southern United States. Geol. Soc. America Bull., v.62, p.399–425.