

## 대홍활석광상에 있어서 공존하는 광물의 상평형과 활석화 과정

이 상 현

강원대학교 자연과학대학 지질학과

**요 약:** 대홍활석광상의 광석은 크게 녹니석질과 돌로마이트질로 구분되어지며 전자는 주로 녹니석과 활석, 그리고 소량의 돌로마이트, 백운모 및 불투명광물로, 후자는 활석과 돌로마이트, 그리고 사문석 및 방해석으로 구성되어 있으며 마그네사이트가 산출되기도 한다. 녹니석질 광석에서는 녹니석, 그리고 돌로마이트질 광석에서는 사문석과 녹니석이 활석화되어 있으며 탄산염광물들은 도입된 열수용액으로부터 또는 활석화작용의 부산물로 생성되어졌다. 이것은 원암의 화학조성과 도입되는 열수용액의 화학조성 및 양이 부분적으로 다름에 기인하는 것으로 생각된다. 그러나 공존하는 활석과 녹니석, 그리고 활석과 사문석 사이의 Mg, Al 및 Fe 등의 주성분들은 화학적 평형을 이루고 있어 활석화작용이 안정되게 진행되었음을 나타내고 있다. 활석이 녹니석과 사문석으로부터 생성되는 과정의 대표적인 반응식은 다음과 같다: (1) 녹니석 +  $Mg^{++} + Si^{++} + H_2O =$  활석, (2) 녹니석 +  $Mg^{++} + Si^{++} + Ca^{++} + CO_2 + O_2 + H_2O =$  활석 + 돌로마이트 + 자철석, 및 (3) 사문석 +  $Mg^{++} + Fe^{++} + Si^{++} + Ca^{++} + CO_2 + H_2O =$  활석 + 돌로마이트. 열수용액에는 비교적 많은 양의 Mg와 Si가 함유된 것으로 생각되며  $fO_2$  및  $fCO_2$ 가 높은 경우 탄산염광물이 형성되었다. 따라서 활석화작용은 화강암화작용에 수반된 열수용액이 편마암류내에 협재된 녹니석편암 또는 녹니석편마암과 반응하여 열수변성교대작용에 의하여 이루어졌다고 생각된다.

**핵심어:** 녹니석질 광석, 돌로마이트질 광석, 화학적 평형, 활석화작용, 열수변성교대작용

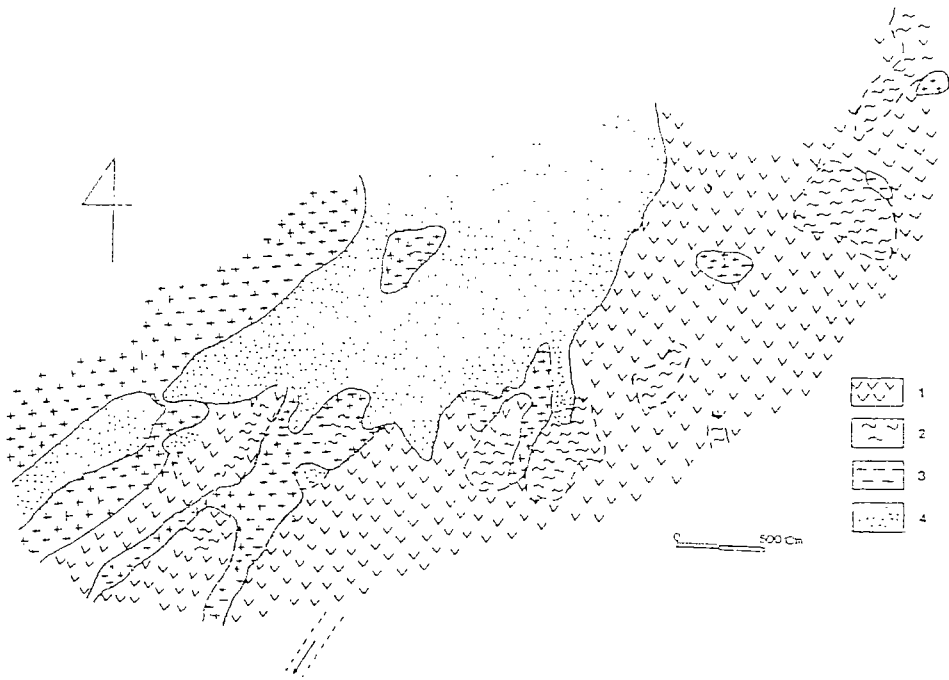
### 서 언

Mg-규산염 광물인 활석은 보통 변질작용이나 변성교대작용에 의하여 만들어지는 2차 생성광물이다. 이들은 돌로마이트나 석영질 퇴적암이 열수변성교대작용을 받아, 또는 광역변성작용을 받고 이에 수반되는 열수작용에 의하여 생성되거나 또는 염기성 내지 초염기성 화성암(주로 암맥이나 화산암)이 열수변질작용을 받아 생성되는 것으로 알려져 있다 (Brown; 1973, Blount *et al.*, 1983, Puhan, 1988; Moine *et al.*, 1989; Anderson *et al.*, 1990). 또는 돌로마이트질 퇴적암이 화강암질암이나 염기성 내지 초염기성 화성암맥의 관입에 의한 접촉변성교대작용을 받아 활석이 생성되어지기도 한다(Brown, 1973). 이러한 활석화 작용을 일으킨 열수용액의 기원은 일반적으로 주위에 분포하고 있는 화성암체로 논의되고 있으나 직접 접촉하고 있는 경우를 제외하고는, 특히 녹염석-엔페블라이트상 이상의 변성작용을 받은 변성암 지역내에 발달되어 있는 경우 확실하게 단정지을 수 없다. 그 이유는 열수용액은 광역변성작용에 수반되는(fluid-present metamorphism; Engel and Engel, 1960; Walther and Or-

ville, 1982; Tracy, 1987; Puhan, 1988; Poutinen, 1990) 또는 부분용융에 의하여 자생적으로 생성되어질 수 있기 때문이다. 옥천변성대내에 있는 동양활석광상의 경우 김형식 외(1993)는 돌로마이트로부터 중압형 광역변성작용에 의하여 직접 형성되었다고 한 바 있다.

우리나라의 활석광상은 돌로마이트나 돌로마이트질석회암, 그리고 사문암과 같은 초염기성암을 모암으로 하여 열수변질작용이나 변성작용에 의하여 형성된 것으로 구분되어지며(김규봉, 1972) 이들중 가장 대표되는 것들은 충주 부근의 동양활석광상과 청양-유구 지역에 산재하여 있는 광상들이다(이민성 외, 1965; 박희인, 1982; 이종혁, 1987; 문희수 외, 1988; 우영균 외, 1991; 김형식 외, 1994). 전자는 옥천대의 변성퇴적암류중 향산리돌로마이트층을 모암으로 하고 있으며, 청양-유구지역의 것들은 기원암이 사문암화된 듀더이트(dunite)와 감람암, 변질반려암, 엔페블라이트 및 각섬석편암(우영균 외, 1991)등이라고 알려져 있다.

이 연구의 대상인 대홍활석광상(공주군 신평면 조평리에 위치)은 청양-유구지역에 분포하는 광상들중 하나로 이 지역에 넓게 발달하고 있는 화강암



**Fig. 1.** Detailed geological map around the open pit of the Daeheung Talc deposits. (modified from map of the mine). Arrow; road to Gugsabong Mt. 1. granitic gneiss, 2. biotite banded gneiss, 3. mafic dike, 4. talc ores (referred to Fig. 1 of Lee *et al.*, 1994)

질편마암내에 렌즈상으로 배태되어 있으며 후기의 염기성 및 규장질 암맥에 의하여 불규칙하게 관입되어 있다. 화강암질편마암은 부분적으로 미그마타이트질 암상을 띄기도 하며 소규모의 호상흑운모편마암이 잔류물로 남아 있다. 이들 사이의 조직에 있어 매우 점이적이다(이상현 외, 1994). 그러나 활석 광체내 또는 노천광체 주변부에서도 후기의 염기성 암맥을 제외하고는 화성기원의 어떠한 종류의 초염기성암류를 육안으로는 관찰할 수 없다. 뿐만 아니라 활석광체내에서도 초염기성암류의 잔류물을 관찰할 수 없다. 우영균 외(1991)도 대홍광상의 경우 모양으로 앰피블라이트와 각섬석편암을 들고 있으며 이 지역의 다른 광상에서와 같이 사문암화된 듀나이트와 감람암 및 변질반려암의 발달에 대해서는 보고하지 않고 있다. 실제로 노천광체 주변부에서는 변성암류로는 호상흑운모편마암과 화강암질편마암만이 발달하고 화성기원으로 생각되는 다른 변성암류는 관찰되지 않는다(이상현 외, 1994). 또 활석화작용이 충분히 진행되지 않은 것으로 생각되는 품위가

낮은 광석의 경우 활석의 기원광물로 주로 녹니석이 산출될뿐 감람석이나 휘석류와 같은 초염기성암류의 '주구성광물'은 관찰할 수 없다.

상기한 바와 같은 광체의 산출상태 및 수반되는 변성암의 종류, 그리고 광석의 구성광물상의 특징은 대홍활석광상의 성인이 이 지역의 다른 광상들과는 다른 것임을 시사하고 있는 것으로 생각된다. 즉 활석광체가 호상흑운모편마암과 화강암질편마암내에 배태되어 있으며 초염기성암류의 잔류물이 없고, 그리고 주위에 열수용액의 근원으로 생각할 수 있는 화성암체의 발달이 없는 점등은 대홍활석광상의 성인이 화강암화작용을 포함한 변성작용과 밀접한 연관성이 있음을 시사한다. 따라서 활석의 형성과정을 광석의 광물조성과 지화학적 특징, 그리고 공존광물의 상평형으로 부터 반응식을 통하여 밝혀 보고자 한다. 기원암은 광석 및 잔류되어 있는 기원광물의 지화학적 특징으로 부터 알 수 있을 것으로 생각된다. 이를 위하여 선정된 광석에 대하여 전암화학분석을 실시하였으며 동시에 광물조성의 특징을 살펴보

**Table 1.** Chemical composition of talc ores in the Daeheung talc deposits

(wt%)

	0-1	0-6	0-7	0-3	0-4	0-8	D90-4	D90-14
SiO <sub>2</sub>	55.70	60.00	50.10	31.70	48.00	38.50	40.52	39.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	1.80	7.10	5.40	1.60	3.40	1.37	1.67
FeO	5.30	6.60	7.20	5.30	8.00	6.30	7.07	8.33
MgO	25.60	26.10	27.70	25.20	27.50	25.00	31.08	35.45
MnO	—	—	—	—	—	—	0.10	0.13
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.06	0.96	0.03	0.03	0.01	0.02
CaO	3.70	0.10	—	11.10	3.20	9.70	4.80	0.99
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.05	0.04	0.02
K <sub>2</sub> O	0.06	0.05	0.24	0.13	0.09	0.09	0.01	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.02	—	0.33	—	—	—	0.01
ig. loss	8.40	5.10	7.50	20.90	11.50	16.90	—	—
Total	99.98	99.88	99.98	101.01	100.01	99.97	85.00	86.56
Fe/Fe+Mg	0.157	0.187	0.191	0.161	0.209	0.186	0.171	0.176

0-1, 0-6, 0-7; chloritic ores. 0-3, 0-4, 0-8, D90-4, D90-14; dolomitic ores.

았다. 그리고 공존하고 있는 활석, 녹니석, 사문석, 및 돌로마이트등에 대하여 전자현미분석을 실시하였다.

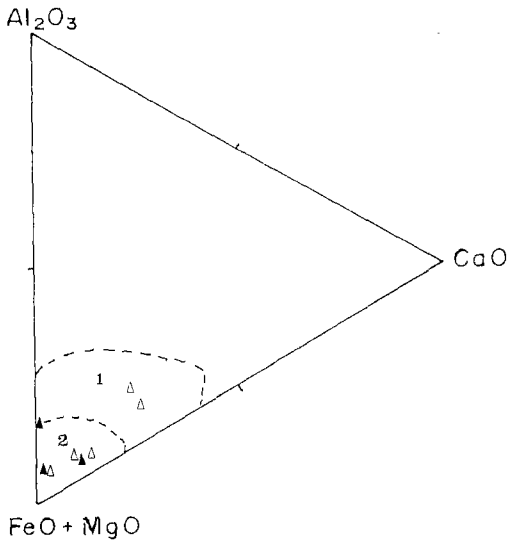
### 광상 개요

활석광체는 전체적으로 볼 때 화강암질편마암내에 불규칙한 외형을 보이며 렌즈상으로 배대되어 있다. 그러나 광체와 모암과의 경계는 대체로 모암의 염리방향에 평행하나 국부적으로 사교하기도 한다. 화강암질편마암 및 이에 잔류되어 있는 호상흑운모편마암과는 대체로 뚜렷한 경계를 보이나 점이적이기도 하다. 특히 광체와 호상흑운모편마암과의 점이적인 현상은 항내에서 잘 관찰할 수 있다. 활석광체와 호상흑운모편마암이 실상으로 접해 있을 경우와 또는 단층접촉을 하고 있을 때에 호상흑운모편마암이 활석화작용을 받아 매우 점이적인 양상을 나타내기도 한다. 호상흑운모편마암이 부분적으로 활석화작용을 받은 경우 활석광석대와 흑운모대가 염리구조와 같은 양상으로 교호하여 발달하기도 하며 이는 활석광체로 점이적으로 변화해 간다. 활석광체는 염기성 암맥에 의하여 불규칙하게 관입되어 있는데 이는 노천광체에서 잘 관찰할 수 있다(Fig. 1). 노천광체 주변의 지질도에서 보는 바와 같이 광체의 외형은 암맥에 의하여 불규칙하게 절단되어 있으며 때로는 암맥이 광체와 화강암질편마암과의 접촉부를 따라 관입한 것 같은 양상을 띄기도 한다. 활석광석은 주로 활석과 녹니석 및 돌로마이트로

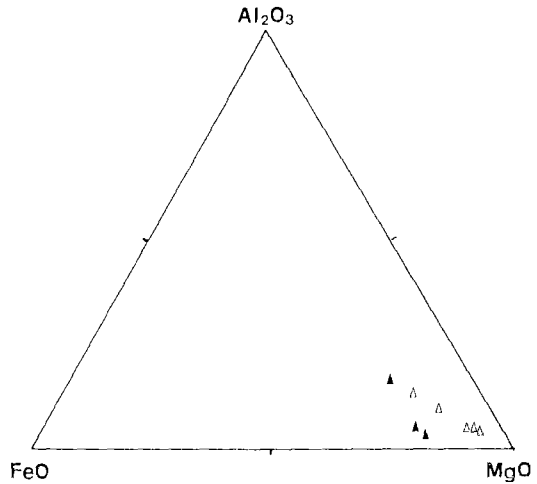
구성되어 있으며 백운모, 사문석, 마그네사이트, 방해석 그리고 불투명광물 등이 부성분 광물로 산출된다. 때로는 석영 균집 덩어리가 광체내에 소규모로 발달하기도 하나 매우 국부적이다.

이들 구성광물들의 균집양상과 함량은 광석에 따라 약간씩 다르나 크게 볼 때 녹니석이 풍부한 것(녹니석질)과 사문석과 돌로마이트가 풍부한 것(돌로마이트질)으로 구분이 되어 진다. 즉 전자는 활석외에 주로 녹니석으로 구성되고 이외에 백운모가 수반되는 것이 보통이며 돌로마이트나 방해석은 대체로 10% 미만으로 소량 함유된다. 반면에 후자는 돌로마이트가 30% 이상 함유되기도 하며 사문석이 주로 수반되고 마그네사이트가 산출되기도 하나 녹니석은 매우 드물게 미량 함유될 뿐이다. 이들의 가장 대표적인 광물균집은 전자는 (1) 활석-녹니석-돌로마이트(-불투명광물), (2) 활석-녹니석-백운모-방해석(-불투명광물), 그리고 (3) 활석-녹니석-백운모-돌로마이트-방해석이며, 후자는 (4) 활석-사문석-돌로마이트-불투명광물 및 (5) 활석-사문석-마그네사이트-방해석-돌로마이트 등이다. 광물균집 (4)와 (5)의 경우 사문석의 함량이 감소하거나 산출되지 않으면 돌로마이트의 함량이 증가하는 것이 특징이다. 이들 광물균집에서 녹니석이나 돌로마이트의 함량이 증가하면 품위가 낮아지며 이 경우 백운모가 수반되는 것이 보통이다.

이러한 광물균집은 광체내에서 분포에 있어 어떤 방향성이나 경향성을 나타내지 않고 불규칙하게 발달하고 있어 분포상 구분할 수는 없다. 이는 부분



**Fig. 2.** Classification of the chloritic (solid) and dolomitic (open) talc ores according to their principal chemical constituents,  $Al_2O_3$ - $CaO$ - $FeO+MgO$  system (Bard, 1986). Fields 1; eclogites, orthoamphibolites (meta-basalt, basic meta-tuffs), 2; pyroxenites (talc schist, serpentinite, meta-peridotite).

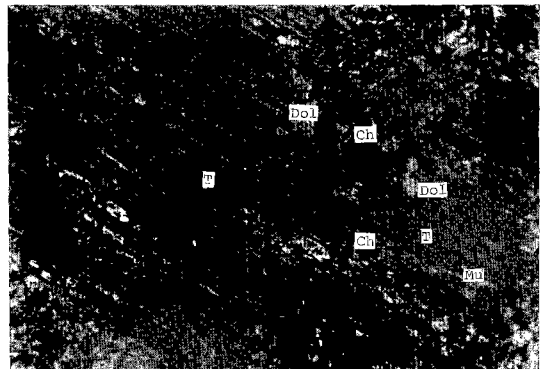


**Fig. 3.** Chemical variation of the talc ores in  $Al_2O_3$ -total  $FeO$ - $MgO$  system. Symbols are same as in Fig. 2.

적으로 화학조성이 다른 동일한 기원암으로부터 활석화작용이 국부적으로 다른 진행과정을 거쳐 활석광상이 형성되어졌음을 시사하는 것으로 생각된다.

### 광석의 지화학적 특징

구성광물 군집이 다른 광석들 사이의 화학조성의 특징을 비교하고 광화작용시의 물질의 유동을 추정하기 위하여 녹니석질 광석(3개)과 돌로마이트질 광석(5개)으로 구분하여 선정된 시료에 대하여 전암분석을 하였다(Table 1). 표에서 보는 바와 같이 녹니석질 광석이  $SiO_2$ 의 함량은 훨씬 많으나  $CaO$ 는 돌로마이트질 광석 보다 적다. 그러나 전체적인 화학조성에 있어서, 특히 중요한 성분들 사이의 함량비에 있어서는 큰 차이를 나타내지 않는다. Fig. 2에서 보는 바와 같이 돌로마이트질 광석이  $CaO$  함량비에 있어 큰 변화를 보여 주지만 2개를 제외하고는 대체로 비슷한 화학조성을 갖고 있다. 이들의 화학조성이 활석편암, 사문암 또는 변질감람암의 것과 같지만(Bard, 1986) 광석내에 기원광물로서의 사문석이나 감람석 또는 휘석류들이 산출되지 않으며(이상현 외, 1994) 또 활석이 열수용액의 도입에 따른 변성교대작용에 의하여 형성되었기 때문에 이

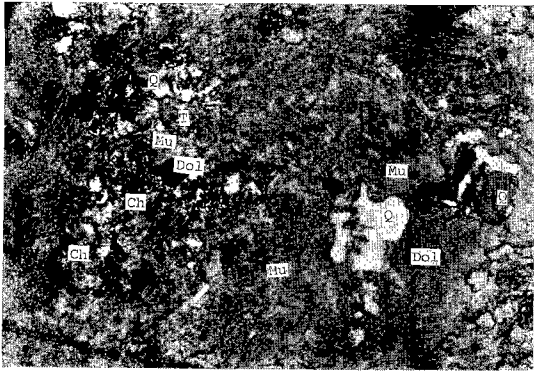


**Photo 1.** Steatitization occurs mainly along cleavage of chlorite which changes nearly pseudomorphically into talc aggregates. Relict chlorites show dark blue interference color which is typical feature in the talc ores. Rhombic dolomite of euhedral to subhedral shape is formed secondarily at pseudomorphic talc matrix. T; talc, Dol; dolomite, Ch; chlorite, Mu; muscovite.

들을 활석광석의 기원암으로 보기는 어렵다. 돌로마이트질 광석의  $CaO$ 함량비의 변화가 큰 것은 돌로마이트나 사문석의 함량정도와 잘 일치한다. 이것은  $MgO$ 의 변화양상을 나타낸 Fig. 3에서도 잘 나타난다. 대체로 비슷한 영역내에 분포하고 있으나 녹니석질 광석과 돌로마이트질 광석은  $MgO$ 의 변화양상이 다르다. 시료의 수가 적어 확실하게 단정 지을 수는 없지만 돌로마이트질 광석은  $Al_2O_3$ 의 함

**Table 2.** Chemical composition of talc and structural formula based on sum cation=7 in the chloritic talc ores (C : coexisting with chlorite) (wt. %)

	0-1		0-7-1		0-7-2		0-8-2'		0-8-2''		D90-2				D90-17-2			
	6	7	4	4	8	10	6	7	3	6	11	6	8	1	15	19	21	
SiO <sub>2</sub>	60.12	62.03	57.74	59.86	65.31	66.66	63.45	60.07	59.47	61.01	61.31	61.73	61.45	61.07	60.24	60.04	60.27	59.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.12	1.83	0.11	0.33	0.15	0.98	0.11	0.16	—	0.07	—	0.12	0.17	0.28	0.10	0.98	0.14
FeO	3.54	2.66	3.17	2.76	3.10	3.03	3.11	2.68	4.14	2.17	1.94	1.98	3.54	4.72	2.68	3.26	2.82	2.16
MgO	28.89	28.40	26.56	28.43	29.31	29.99	29.19	28.83	27.41	28.78	29.26	29.12	28.68	27.65	28.79	28.59	28.29	28.72
MnO	0.01	—	—	0.05	0.03	0.08	0.06	—	—	—	0.02	0.01	0.03	0.06	0.08	0.01	0.02	0.05
TiO <sub>2</sub>	0.04	—	0.02	0.03	—	—	—	0.07	0.01	—	—	0.04	0.01	0.01	0.08	0.01	0.02	—
CaO	0.06	0.13	0.08	0.05	—	0.02	—	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	—	—	—	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	—	0.05	0.10	—	0.09	0.01	0.03	—	0.06	0.05	—	0.01	0.01	—	0.02	0.02
K <sub>2</sub> O	0.02	—	0.02	0.01	—	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—	0.05	—	—	—	0.03
Total	93.24	93.33	89.51	91.35	98.17	99.93	96.87	91.79	90.22	91.99	92.69	92.95	93.84	93.80	92.16	92.00	92.42	90.91
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
Si	3.935	4.062	3.946	3.994	4.075	4.090	4.009	3.986	4.036	4.038	4.019	4.041	4.007	4.008	3.987	3.983	3.979	3.997
Al	0.043	0.009	0.148	0.009	0.023	0.007	0.076	0.009	0.012	—	0.005	—	0.009	0.013	0.020	0.008	0.076	0.011
Fe	0.194	0.146	0.180	0.154	0.161	0.155	0.163	0.149	0.180	0.120	0.106	0.108	0.193	0.259	0.147	0.181	0.156	0.121
Mg	2.819	2.773	2.718	2.828	2.726	2.744	2.748	2.852	2.772	2.840	2.859	2.842	2.788	2.705	2.838	2.827	2.784	2.863
Mn	0.001	—	—	0.003	—	0.004	0.004	—	—	—	0.001	0.001	0.002	0.003	0.004	0.001	0.001	0.003
Tu	0.002	—	0.004	0.002	—	—	—	0.003	—	—	—	0.002	—	—	0.004	—	0.001	—
Ca	0.004	0.009	0.004	0.003	—	—	—	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	—	—	—	0.001
Na	0.001	0.001	—	0.006	0.015	—	0.008	0.001	—	—	0.008	0.006	—	0.001	—	—	0.003	0.003
K	0.002	—	—	0.001	—	—	—	—	—	0.001	0.001	—	—	0.004	—	—	—	0.003
Fe/Fe+Mg	0.064	0.050	0.062	0.052	0.056	0.053	0.056	0.050	0.061	0.041	0.036	0.037	0.065	0.087	0.049	0.060	0.053	0.041



**Photo 2.** Chlorite relicts are remained in talc matrix. Subhedral dolomite and anhedral quartz are secondarily formed at the talc matrix. T; talc, Dol; dolomite, Ch; chlorite, Mu; muscovite, Q; quartz.

량이 적어질 수록 FeO의 함량도 약간씩 감소하여 MgO 쪽으로 변화해 가는 반면에 녹니석질 광석은 FeO의 함량비가 거의 변하지 않아 서로 다른 변화의 경향성을 갖고 있음을 시사하고 있다. 녹니석질 광석에서 FeO와 MgO의 함량비의 변화가 상호 연관성을 보여 주지 않음은 광체를 배태하고 있는 화강

암질편마암과 호상흑운모편마암의 경우(이상현 외, 1994)와 비슷한 양상이다. 돌로마이트질 광석인 경우 MgO함량비의 증가에 따라 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 및 FeO의 함량비가 동시에 감소하지만 Table 1에서 보는 바와 같이 FeO의 함량은 녹니석질 광석 보다 오히려 약간 많은 편이다. 이것은 MgO의 함량증가에 의하여 FeO의 함량비가 상대적으로 감소한 것임을 나타낸다. 이것은 MgO의 도입에 따른 Fe의 유출등과 같은 현상은 일어나지 않았음을 시사한다. 이러한 지화학적 특징으로 부터 활석화작용을 일으킨 열수용액의 공급량이 국부적으로 다르거나 또는 기원암의 화학조성이, 예를 들면 MgO의 함량비등이 다름에 기인하는 것으로 생각된다.

**광석광물 및 맥석광물**

광석광물인 활석은 광석의 종류에 관계없이 세립 내지 미립으로 판상, 엽편상, 섬유상 및 은미정질 상태로 군집을 이루고 산출되며 대체로 회색의 간섭색을 띄며 파동소광을 하는 것이 보통이다. 은미정질의 활석은 주로 바탕을 이루며 미립의 녹니석이나

**Table 3.** Chemical composition of talc and structural formula based on sum cation=7 in dolomitic ores accompanied with serpentine and magnesite in some samples (wt%)

	0-3'		0-3"		0-4		0-8'		D90-4	
	3	4	1	9	10	11	14	13	15	
SiO <sub>2</sub>	60.21	61.76	59.88	64.16	65.64	65.49	50.69	59.09	63.15	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	—	0.10	0.49	0.13	0.24	1.12	3.66	0.21	
FeO	2.65	2.04	2.03	2.66	2.35	2.59	9.79	4.13	1.43	
MgO	28.65	29.65	28.22	30.63	30.18	29.34	31.15	31.02	29.68	
MnO	—	0.04	—	—	0.02	—	0.06	0.03	0.02	
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0.03	—	—	0.01	0.07	
CaO	0.02	0.08	0.11	—	—	—	—	—	0.02	
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.01	0.03	—	0.05	—	0.03	0.10	0.08	
K <sub>2</sub> O	—	—	0.03	—	—	—	—	0.04	0.01	
Total	92.01	93.58	90.40	97.98	98.40	97.65	92.84	98.08	94.67	
Si	3.985	4.010	4.031	3.987	4.074	4.106	3.326	3.648	4.052	
Al	0.034	—	0.008	0.037	0.007	0.015	0.087	0.266	0.016	
Fe	0.147	0.111	0.114	0.138	0.123	0.136	0.536	0.213	0.077	
Mg	2.827	2.870	2.832	2.837	2.795	2.742	3.046	2.855	2.839	
Mn	—	0.002	—	—	—	—	0.004	0.002	0.001	
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0.003	
Ca	0.001	0.006	0.008	—	—	—	—	—	0.001	
Na	0.005	0.001	0.004	0.006	0.001	—	0.001	0.012	0.010	
K	—	—	0.003	—	—	—	—	0.003	0.001	
Fe/Fe+Mg	0.049	0.037	0.039	0.046	0.042	0.047	0.150	0.069	0.026	

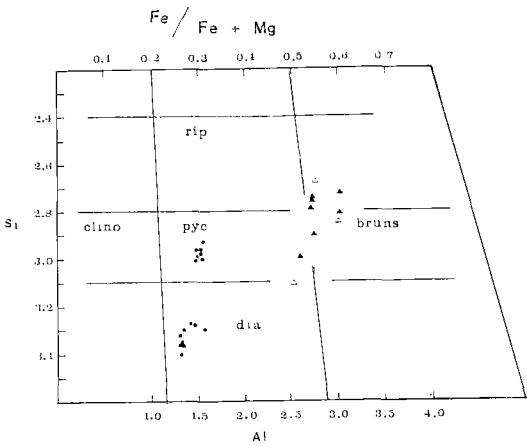
**Table 4.** Chemical composition of chlorite and structural formula based on sum cation = 10 in talc ores (T : coexisting with talc) (wt%)

	0-8-2'										D90-17-2									
	0-1	0-7-1		0-8-2'		7	8	9	10	2	3	8	13	14	18	20				
SiO <sub>2</sub>	32.04	31.83	32.63	33.70	33.42	33.34	32.59	33.15	32.81	30.26	29.99	29.54	30.10	30.27	28.29	30.23				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.90	14.18	14.18	11.56	12.22	12.09	12.25	12.19	12.60	18.81	19.02	19.63	18.41	18.75	17.85	17.90				
FeO	11.28	5.81	5.82	8.08	9.13	7.56	7.42	7.94	7.28	7.86	7.55	7.83	6.73	6.75	6.67	6.63				
MgO	25.94	29.32	30.18	29.75	29.29	30.11	29.91	29.50	32.20	28.33	28.35	27.70	28.79	27.77	27.00	28.53				
MnO	0.08	0.02	0.08	-	0.01	-	0.01	0.02	0.04	0.08	0.19	0.14	0.12	0.20	0.10	0.12				
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.04	-	-	0.01	-	-	-	0.01	0.06	-	0.02	0.04	0.04	-	0.04				
CaO	0.11	-	-	-	-	0.03	0.04	-	-	0.03	-	0.06	-	0.01	0.02	-				
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.02	0.03	-	0.03	-	-	-	0.06	0.01	0.01	0.02	-	0.03	-				
K <sub>2</sub> O	0.15	-	-	0.38	0.19	0.33	0.50	0.43	0.38	0.09	-	0.02	-	0.18	0.12	-				
Total	83.59	81.22	82.91	83.50	84.27	83.49	82.72	83.23	83.32	85.58	85.11	84.95	84.21	83.97	80.08	83.45				
	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T				
Si	3.303	3.278	3.275	3.405	3.363	3.357	3.327	3.359	3.304	2.978	2.964	2.932	2.995	3.031	2.965	3.037				
Al <sup>iv</sup>	0.697	0.722	0.725	0.595	0.637	0.643	0.673	0.641	0.696	1.022	1.036	1.068	1.005	0.969	1.035	0.963				
Al <sup>vi</sup>	0.992	0.997	0.961	0.782	0.812	0.792	0.759	0.815	0.800	1.160	1.180	1.228	1.154	1.244	1.168	1.157				
Fe	0.972	0.501	0.491	0.683	0.768	0.637	0.630	0.673	0.613	0.647	0.624	0.650	0.560	0.565	0.585	0.557				
Mg	3.986	4.502	4.542	4.481	4.394	4.520	4.538	4.456	4.534	4.156	4.178	4.098	4.270	4.146	4.216	4.273				
Mn	0.007	-	0.006	-	0.001	-	-	0.002	0.003	0.007	0.016	0.012	0.010	0.017	0.006	0.010				
Ti	0.005	-	-	-	0.001	-	-	-	0.001	0.004	-	0.001	0.003	0.003	-	0.003				
Ca	0.012	-	-	-	-	0.003	0.006	-	-	0.003	-	0.006	-	0.001	-	-				
Na	0.006	-	-	0.006	-	0.006	-	-	-	0.011	0.002	0.002	0.004	-	0.006	-				
K	0.020	-	-	0.049	0.024	0.042	0.031	0.056	0.049	0.011	-	0.003	-	0.023	0.019	-				
Fe/Fe + Mg	0.196	0.100	0.098	0.132	0.149	0.123	0.122	0.131	0.119	0.135	0.130	0.137	0.116	0.120	0.122	0.115				

Table 5. Chemical composition of serpentine and structural formula based on sum cation=5 in the dolomitic ores (wt%)

	0-4												0-8'				D90-14	
	1			3			4			12			1	2	1	2		
	1	3	4	1	3	4	1	3	4	1	3	4	2	6	10	16	18	
SiO <sub>2</sub>	47.35	47.02	50.34	46.55	44.15	50.54	45.13	46.63	44.30	44.21	43.02	42.61						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.31	1.71	1.46	1.29	1.18	0.92	1.22	1.69	1.60	1.38	0.87	0.81						
FeO	9.39	9.59	8.23	12.01	11.36	8.47	10.50	10.68	11.96	11.90	6.45	6.23						
MgO	32.26	32.79	31.80	31.39	32.44	30.99	32.07	31.90	32.55	32.49	36.46	36.57						
MnO	0.07	-	0.06	0.06	0.09	0.12	0.04	-	0.13	0.07	0.03	0.03						
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-						
CaO	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-						
Na <sub>2</sub> O	0.01	-	0.02	0.01	0.05	-	-	-	0.03	0.01	0.01	0.18						
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.01	0.02	-	-	-	-	-	0.05						
Total	90.39	91.11	91.90	91.30	89.28	91.06	88.95	90.91	90.56	90.06	86.84	86.54						
Si	2.257	2.219	2.366	2.217	2.133	2.405	2.185	2.217	2.113	2.119	2.071	2.070						
Al	0.074	0.096	0.079	0.074	0.070	0.051	0.070	0.097	0.092	0.081	0.052	0.047						
Fe	0.375	0.377	0.325	0.478	0.459	0.337	0.425	0.426	0.476	0.478	0.260	0.236						
Mg	2.291	2.307	2.227	2.228	2.336	2.199	2.316	2.260	2.317	2.320	2.617	2.648						
Mn	0.003	-	0.003	0.003	0.003	0.006	0.003	-	0.003	0.003	-	-						
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-						
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-						
Na	-	-	-	-	0.006	-	-	-	-	-	-	-						
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-						
Fe/Fe+Mg	0.141	0.141	0.128	0.177	0.164	0.133	0.155	0.159	0.170	0.171	0.090	0.082						

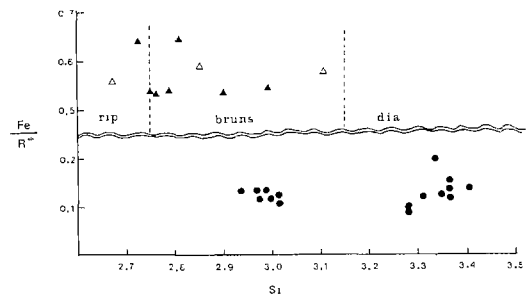




**Fig. 4.** Classification of chlorite (dot) in the talc ores according to the relationships between Si, Fe/Fe + Mg and total Al (after Hey, 1954; Foster, 1962). Data of chlorite (triangle) are those in the biotite banded gneiss (solid) and granitic gneiss (open) which contain the talc ores, which are adopted from those in Lee *et al.* (1994).

백운모와 공존한다. 미정질 이상의 크기를 갖는 것들은 대체로 녹니석, 사문석 또는 돌로마이트와 공존하는 것이 보통이나 전자들은 활석에 의해 교대된 교대잔류물인 반면에 돌로마이트는 활석과 동시에 생성된 2차 생성 광물이다. 즉 녹니석(photo. 1)이나 사문석이 벽개면이나 결정외연을 따라 활석으로 변해 있는 것을 잘 관찰할 수 있으며 때로는 활석군 집내에 녹니석(photo.2)이나 사문석의 잔류물이 남아 있는 경우도 있다. 이러한 활석들은 교대잔류물들과 함께 때로는 방향성을 가지며 배열되어 약하지만 엇리구조를 띄기도 한다. 이와같이 여러 산출상태를 보여 주는 활석들의 화학조성상의 특징을 알기위하여 선정된 광물들에 대하여 전자현미분석을 하였다(Table 2와 3).

전체적으로 볼 때 산출상태에 관계없이 거의 비슷한 화학조성을 갖고 있으나 녹니석질 광석의 활석이 돌로마이트질 광석의 것 보다 대체로 SiO<sub>2</sub>의 함량이 약간 높은 반면에 MgO의 함량은 낮다. 그러나 돌로마이트질 광석의 경우에도 사문석과 공존하고 있는 활석은 SiO<sub>2</sub>와 MgO의 함량이 다른 것보다 약간 높은 특징을 갖고 있다. FeO의 함량은 동일 광석인 경우에도 변화가 매우 심하며 어떠한 경향성도 보여 주지 않는다. 활석내의 Fe는 주로 Fe<sup>++</sup>로 생각되며(Noack *et al.*, 1986) 이는 비록 제한적이지만(Forbes, 1969) 열수광상인 경우 비교적



**Fig. 5.** Classification of chlorite based on two principal type of ionic replacement (after Foster, 1962). Abbr.: rip; ripidolite, brun; brunsvigite, dia; diabantite. Symbols are same as in Fig. 4.

많은 양의 Fe<sup>++</sup> 치환이 일어날 수 있음(Lonsdale *et al.*, 1980)과 일치한다. 그러나 Fe/Fe+Mg비는 동일 광석인 경우 대체로 비슷한 값을 보여 주고 있어 Fe와 Mg의 치환이 국부적으로는 비교적 안정되게 이루어졌음을 시사하고 있다.

녹니석질 광석에서 활석에 의해 교대되며 또 활석군집내에 변성교대잔류물로 남아 있는 녹니석은 대체로 녹색을 띠며 특징적인 암청색의 간섭색을 보여 준다. 보통 판상으로 산출되며 벽개면의 발달이 양호하고 파동소광을 나타낸다. 활석화작용은 주로 벽개면을 따라 진행되어 때로는 녹니석-활석이 벽개면을 따라 공생하는 양상을 띄기도 하며 때로는 거의 활석의 가상으로 변해 있다(photo.1). 녹니석의 함량은 광석의 품위가 낮은 경우 증가하며 활석군 집내에 잔류물로 남아 있는 것이 보통이다. 돌로마이트질 광석에서는 사문석이 없는 경우 산출되나 함량은 많은 편이 아니다. 활석의 기원광물로 생각되는 녹니석의 화학적 특징(Table 4)은 동일 광석내의 녹니석들은 산출양상에 관계없이 매우 비슷하며 SiO<sub>2</sub>의 함량이 비교적 높은 편이다. 또 모암인 편마암류의 녹니석과 비교할 때(이상현 외, 1994) Fe/Fe+Mg비가 매우 낮는데 이는 FeO의 함량은 낮고 반면에 MgO의 함량이 높는데 기인한다. 이러한 현상은 Fig. 4에서 잘 나타나고 있다. 광석내의 녹니석은 크게 피크노녹니석(pycnochlorite)과 Al과 Fe의 함량이 적은 다이아반타이트(diabantite)로 구분되어 진다(삼각형의 점들은 광체를 배태하고 있는 화강암질편마암과 호상흑운모편마암내의 녹니석들임, 이상현 외, 1994).

피크노녹니석 영역에 분포하는 것들은 방해석과 미량의 석영이 산출되는 비교적 저품위의 광석내에 함유된 것으로 활석화된 잔류결정과 활석군집의 바

**Table 6.** Chemical composition of dolomite in the talc ores

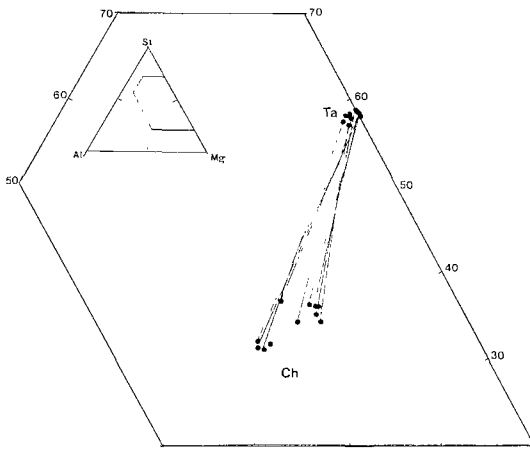
(wt%)

	0-3		D90-4		0-1			D90-2		
	1	2	7	8	2	3	4	5	1	11
SiO <sub>2</sub>	0.04	0.23	0.61	0.07	0.59	0.20	0.08	1.26	—	0.11
TiO <sub>2</sub>	—	—	0.02	—	—	—	0.01	—	—	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0.03	—	—	—	—	0.02	0.02	0.01
FeO	2.36	2.34	2.22	2.31	2.42	2.46	2.80	2.52	4.84	4.52
MnO	1.05	0.74	—	0.13	0.67	0.57	0.71	0.90	0.92	0.61
MgO	18.08	18.37	18.38	19.33	18.67	18.84	18.18	19.61	16.87	17.23
CaO	26.95	28.56	26.89	28.71	29.49	30.88	30.12	29.37	29.34	28.97
Na <sub>2</sub> O	—	—	0.05	0.04	0.06	—	0.05	0.05	0.04	0.10
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0.01	0.02	0.02	—	—	—	0.02
Total	48.49	50.24	48.19	50.60	51.90	52.98	51.95	53.73	52.02	51.59
Mg/Ca+Mg	0.402	0.391	0.406	0.402	0.388	0.379	0.376	0.400	0.365	0.373

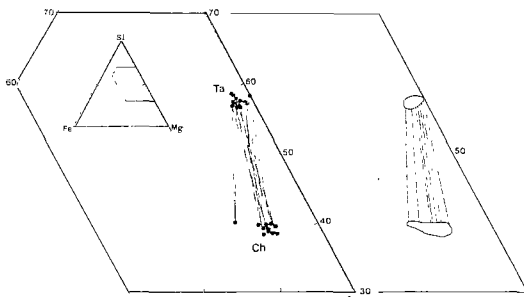
0-3, D90-4 : dolomitic ores; 0-1, D90-2 : chloritic ores.

탕에 미립으로 섞여 있는 양상으로 산출상태가 다르지만 거의 비슷한 화학조성을 보이고 있다. 이로 부터 녹니석의 화학조성은 방해석과 석영에 의하여 영향을 받은 것임을 알 수 있다. 이는 Si 함량이 다른 녹니석들보다 매우 적은 것으로 부터 시사되어지며 이것은 Fig. 5에서도 잘 나타난다. 이들은 활석화작용의 초기 또는 활석화작용이 충분히 일어나지 않은 경우의 화학조성을 나타내며 또 원래의 녹니석의 성분에 가까운 것임을 시사하는 것으로 생각된다. 또 Fig. 5에서 볼 수 있는 바와 같이 활석화작용의 영향을 받은 경우  $Fe^{++}/R^{++}$ 비는 큰 차이를 나타내지 않는다. 돌로마이트질 광석에서 녹니석이 없는 경우에 함유되는 사문석은 벽개면이 비교적 잘 발달되어 있는 판상 또는 섬유상으로 산출된다. 이들은 벽개면이나 결정외연을 따라 활석화작용을 받은 것을 잘 보여주며 때로는 활석군집내에 잔류물로 남아 있기도 한다. 또한 미립의 섬유상 결정들은 활석과 함께 군집을 이루며 산출되기도 한다. 이러한 양상은 녹니석질 광석에서의 녹니석의 산출양상과 같은 것이다. 이렇게 다른 산출양상을 보이는 사문석의 화학조성(Table 5)은 전체적으로 SiO<sub>2</sub>, FeO 및 MgO 등의 함량이 차이가 있으나 동일 광석내의 경우 산출상태에 관계없이 거의 비슷하다. 이상적인 화학조성과 비교할 때 Si의 함량은 비교적 많으나 Mg의 함량은 적은 것을 알 수 있다. 이것은 Fe가 비교적 많이 함유되어 있기 때문이며 Fe/Fe+Mg비는 최대 0.177에 까지 이른다. 이로부터 사문석은 Si가 풍부한 환경에서 함철광물로부터 형성되고 다음에 다시 활석화작용을 받은 것으로 생각된다. 광물조성과

광물화학적 특징으로 볼때 사문석은 녹니석으로 부터 생성되어진 것으로 생각되며 이는 다른 함철광물의 잔류물이 전혀 없는 것으로 부터 뒷받침된다. 또 사문석의 주구성 성분인 Si, Fe 그리고 Mg 사이의 상대적 함량비는 거의 비슷하여 이들이 매우 비슷한 환경하에서 형성되어졌음을 나타내고 있다. 그러나 Fe 성분의 유리작용이 충분히 일어 나지 않아 비교적 낮은 fO<sub>2</sub> 조건이었음을 시사하고 있다. 사문석은 대체로 불투명광물과 돌로마이트나 마그네사이트와 같은 탄산염광물과 공존하는 것이 보통이다. 이들은 사문석이 활석화될 때 생성되어진 것으로 판단된다. 활석화작용중에 2차적으로 생성된 것으로 생각되는 돌로마이트는 자형 내지 반자형(photo. 1, 2)의 또는 불분명한 결정모양을 보이며 산출된다. 돌로마이트는 녹니석질 광석에서는 주로 활석 및 녹니석과, 그리고 돌로마이트질 광석에서는 활석, 사문석 및 방해석 또는 마그네사이트와 공존하는 것이 보통이다. 돌로마이트는 활석, 녹니석 및 사문석 등을 교대하거나 절단하고 있어 녹니석이나 사문석이 활석으로 변성교대될 때 마그네사이트 또는 방해석과 함께 부산물로 형성되어진 것으로 판단된다. 특히 돌로마이트질 광석의 경우 마그네사이트 및 방해석과 함께 돌로마이트의 함량이 30%에 까지 이르기도 하여 열수용액의 공급량이 부분적으로 차이가 있었음을 시사한다. 그러나 광석의 종류에 따른 돌로마이트의 화학조성(Table 6)은 FeO의 함량이 녹니석질 광석의 경우 약간 많은 것을 제외하고는 큰 차이를 나타내지 않는다. 또 FeO+MgO의 함량이 큰 차이를 나타내지 않는 것으로 부터 돌로마이



**Fig. 6.** Si-Al-Mg system showing chemical equilibrium between coexisting talc and chlorite in the chloritic talc ores. Abbr. : Ta; talc, Ch; chlorite.



**Fig. 7.** Si-Fe-Mg system showing chemical equilibrium between coexisting talc and chlorite in the chloritic talc ores. Abbr. : Ta; talc, Ch; chlorite.

**Fig. 8.** Schematic diagram of Si-Fe-Mg system showing equilibrium between coexisting talc and chlorite in the chloritic talc ores, referred to Fig. 7.

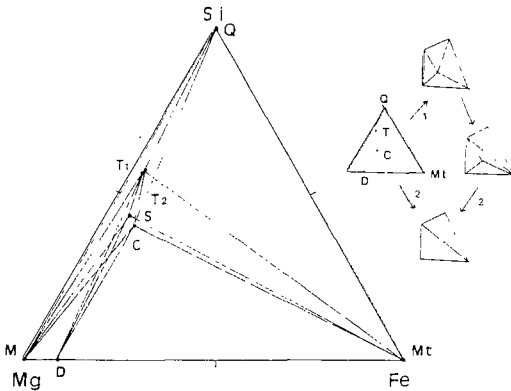
트의 화학조성은 부분적으로 활석화작용을 받은 녹니석의 화학성분에 의하여 영향을 받았음을 시사한다.

### 공존하는 활석-녹니석의 상평형

녹니석질 광석에 주로 산출되는 녹니석과 활석 사이의 화학적 평형관계를 알기 위하여 중요한 공통 성분인 Si, Fe, Mg 및 Al사이의 변화양상을 Fig. 6과 7에 투영하였으며 이들의 상평형관계를 Fig. 8에 요약하였다. 그림에서 보는 바와 같이 활석은 산출상태에 관계없이 거의 비슷한 화학조성을 갖고 있으며

특히 주 성분인 Si와 Mg의 함량비는 거의 이상치 ( $Mg/Mg + Si = 0.571$ )에 가까운 값을 갖고 있음을 알 수 있다. 이것은 활석이 매우 안정된 환경하에서  $Si = 2Mg$  치환이 충분히 일어 나면서 생성되었음을 시사한다. 그러나 이와 공존하고 있는 녹니석은 이들 성분들 사이의 함량비에 있어서 차이가 있다. Fig. 6은 녹니석의 화학조성이 Al이 비교적 풍부한 것과 Si가 풍부한 것으로 구분이 되어지나 Mg의 함량비는 큰 차이가 없음을 보여 주고 있다. 따라서 공존하는 활석과 녹니석의 연결선은 전체적으로 볼 때 집중되어 이들 사이의 약간 다른 변화양상은 큰 의미가 없는 것으로 생각된다. 녹니석은 활석과의 공존에 관계없이 동일 시료인 경우 대체로 거의 비슷한 화학조성을 갖고 있다. 그러나 그림에서는 잘 나타나지 않으나 결정으로 산출되는 잔류녹니석이 활석과 함께 석기를 이루고 있는 섬유상의 세립의 녹니석보다 Mg의 함량이 약간 적다. 이것은 활석화작용 중에 매우 미미하지만 녹니석의 화학조성이, 특히 Mg의 함량이 영향을 받은 것임을 시사한다.

이러한 양상은 Fig. 7에서도 비슷하게 나타난다. 즉 활석은 약간의 Fe(4% 미만)를 함유하지만 산출상태에 관계없이 거의 비슷한 함량을 갖고 있음을 보여 주고 있다. Bricker(1973)에 의하면 활석은 모암의 성분에 따라 소량의 Fe와 Al을 함유한다고 하였는데 이와 잘 일치된다. 이것은 공존하고 있는 광물의 종류에 관계없이 활석은 한 종류의 광물로부터 생성되어졌음을 시사하는 것으로 생각된다. 녹니석은 활석과의 공존에 관계없이 매우 비슷한 화학조성을 갖고 있으나 Fe/Mg비가 변하고 있어 약간의  $Fe = Mg$  치환이 일어났음을 나타내고 있다. 그러나 Si의 함량비가 크게 변하지 않으므로 다른 성분들 사이의 치환작용은 거의 일어나지 않았음을 알 수 있다. 그러나 전체적으로 볼 때 Si는 약 4%, 그리고 Fe와 Mg는 각각 약 8% 범위내에서 변화하고 있어 매우 안정된 환경하에서 화학적 재배치가 일어났음을 시사하고 있다. 이것은 활석의 화학조성이 매우 비슷한 값을 갖고 있는 것으로부터 뒷받침된다. 따라서 공존하는 활석과 녹니석의 연결선은 전체적으로 활석쪽에서 집중되어 있어 약간 사교하는 것도 있으나 큰 의미는 없는 것으로 생각된다. 이러한 양상은 활석은 화학적 재배치가 충분히 일어난 매우 안정된 환경하에서 생성되어졌으며 이때 녹니석도 부분적으로 영향을 받아 화학조성이 거의 비슷하게 재조정되어졌음을 시사하고 있다.



**Fig. 9.** Chemographic relation of chemical composition of the representative talc (T1 and T2; those in the chloritic and dolomitic ores, respectively), chlorite (C), serpentinite (S), dolomite (D), magnesite (M), opaque mineral (Mt), and quartz (Q), in the Si-Mg-Fe system and possible reactions producing talc in the chloritic ores. Reaction 1 : chlorite + Si<sup>4+</sup> + Mg<sup>2+</sup> = talc, 2 : chlorite = talc + dolomite + magnetite.

### 활석의 형성과정

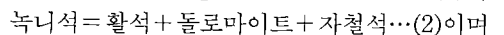
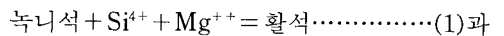
대홍활석광상의 경우 우영균 외(1991)는 활석이 각섬석편암내의 각섬석으로부터 변질된 녹니석이 광역변성작용 동안에 열수변질작용에 의하여 형성되어졌다고 하였다. 그러나 각섬석이 녹니석으로 변질된 현상만을 제시하고 있을 뿐 이러한 녹니석으로부터 활석이 생성된 증거와 모암으로서의 각섬석편암의 발달양상을 인지할 수 있는 증거는 제시하고 있지 않다. 실제로 품위가 낮은 광석내에서도 기원광물로서의 각섬석류에 속하는 광물을 관찰할 수 없으며 또한 모암으로서의 각섬석편암도 노천광체 뿐만 아니라 향내에서도 확인되어지지 않는다. 이러한 현상은 대홍활석광상의 모암과 성인은이 지역의 다른 광상들과는 다르다는 것을 의미한다고 생각된다.

광석은 전술한 바와 같이 구성광물의 특징에 따라 크게 녹니석질과 돌로마이트질로 구분이 된다. 전자는 주로 녹니석과 활석으로 구성되며 백운모, 돌로마이트, 방해석, 그리고 불투명광물이 부성분광물로 수반되며 간혹 석영이 산출되기도 한다. 후자는 주로 활석과 돌로마이트로 이루어져 있으며 방해석, 마그네사이트 그리고 불투명광물이 수반되며 때로는 사문석과 미량의 녹니석이 산출되기도 한다. 활석은 녹니석과 사문석을 교대하여 생성되어 있으며

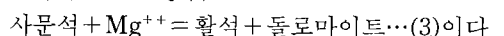
탄산염광물과 불투명광물은 이들과 공존하고 있어 2차 생성임을 나타내고 있다. 미립의 불투명광물은 녹니석의 벽개면을 따라 또는 주위의 활석이나 탄산염광물과 공존하여 산출되며 자철석으로 생각된다. 녹니석질 광석에 가끔 수반되는 세립의 석영은 주로 돌로마이트와 공존하며 다른 광물들을 용식하고 있어 2차 생성임을 나타내고 있다(photo. 2). 이러한 광물들 사이의 관계로부터 활석은 녹니석이나 사문석으로부터 변성교대작용에 의하여 형성되었으며, 이러한 활석화 과정중에 도입된 물질로부터 또는 화학반응의 부산물로 탄산염광물, 불투명광물 및 석영등이 생성되었음을 시사하고 있다.

상기한 바와 같은 현상들은 녹니석이나 사문석이 열수용액에 의하여 변성교대되어 활석화된 것을 나타내며 이 과정을 알기 위하여 녹니석, 활석, 사문석, 그리고 돌로마이트의 대표적인 화학조성을 구하여 Si-Mg-Fe 3성분계에 투영하여 보았다(Fig. 9). 활석은 광석의 종류에 따라 화학조성이 약간 다르므로 따로 표시하였으며 돌로마이트질 광석의 활석이 매우 미미하지만 Mg의 함량비가 약간 많다. Fig. 9에서 보는 바와 같이 광석의 종류에 따라 각각 n+2계를 형성하고 있으며 화학적구성도상에 있어서의 위치(chemographic position)는 녹니석질 광석의 경우 녹니석이, 그리고 돌로마이트질 광석은 사문석이 안쪽상(internal phase)으로, 그리고 활석, 돌로마이트, 자철석, 마그네사이트 및 석영등은 바깥상(external phase)으로 있음을 알 수 있다. 즉 산출되는 광물군집으로 볼 때 전자는 녹니석이 안쪽상이며 활석, 돌로마이트, 자철석 및 석영이 바깥상인 사각형의, 그리고 후자는 사문석이 안쪽상이며 활석, 돌로마이트, 마그네사이트 및 자철석이 바깥상이나 돌로마이트가 감소상(degenerated phase)인 3각형의 반응계를 형성하고 있다. 이러한 반응계로부터 활석이 생성되는 가장 적절한 대표적인 반응식을 구하면

녹니석질인 경우,

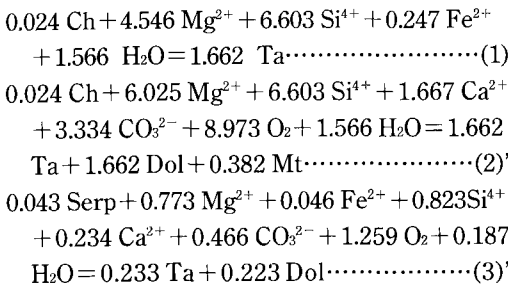


돌로마이트질인 경우,



녹니석질 광석의 경우 두 반응식은 각각 독립적으로 또는 (1)→(2)의 순서대로 일어날 수 있음을 Fig. 9는 보여 주고 있다. 돌로마이트질 광석의 경우

사문석으로 부터의 반응양식은 녹니석질 광석의 것과 거의 비슷함을 알 수 있다. 상기한 반응식은 활석의 생성이 변성고대작용을 일으킨 열수용액의 도입에 의한 것임을 바탕으로 한 것으로 녹니석이나 사문석으로 부터의 다른 반응계열들은 양적평형 (mass balance)면에서 볼 때 열수환경과 일치하지 않으므로 적절한 형성과정이 아니라고 생각된다. 상기한 반응을 광물들의 대표적인 화학조성을 기준으로 하여 전체 반응식을 표시하면 다음과 같다.



(Ch; 녹니석, Ta; 활석, Serp; 사문석, Dol; 돌로마이트, Mt; 자철석)

반응식에서 나타난 바와 같이 녹니석이나 사문석으로부터 활석이 생성되기 위해서는 비교적 많은 양의 Mg와 Si가 도입되어야 하며 fCO<sub>2</sub>가 높을 경우 탄산염광물이 형성되어질 수 있음을 나타내고 있다. 또 반응 (3)'의 경우 반응 (1)' 및 (2)'와 비교할때 반응에 참여하는 각 성분들의 함량이 보다 적음을 알 수 있다. 이것은 사문석의 성인과 연관성을 갖는 것으로 생각된다. 즉 사문석이 산출되는 돌로마이트질 광석에 매우 드물게 녹니석의 잔류물이 미량 산출되거나 기원광물로 생각되는 다른 광물은 없는 것으로 보아 사문석이 열수작용에 의하여 녹니석으로 부터 생성되어진 것임을 시사하고 있다. 화학조성과 Fig. 9의 상관관계는 사문석은 다음과 같은 반응에 의하여 녹니석으로 부터 생성되어질 수 있음을 나타내고 있다.

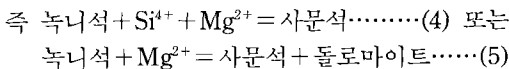
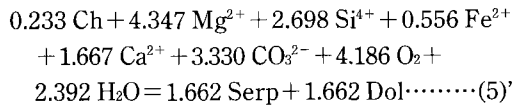


Fig. 9의 상관관계는 사문석과 활석의 화학적구조상에서의 위치로 부터 Mg<sup>2+</sup>가 보다 풍부할 때 활석 보다 사문석이 우선 생성되어질 수 있음을, 또 열수용액의 화학조성 특히 fCO<sub>2</sub>가 높을 경우 돌로마이트가 생성되어질 수 있음을 전체 화학조성으로부터 알 수 있다. 반응 (4)와 (5)를 합하여 이들 광

물들의 대표적인 화학조성을 기준으로 전체 반응식을 구하면 다음과 같다.



따라서 반응 (1)', (2)' 그리고 (5)'를 비교하면 최초의 열수용액의 작용에 의하여 많은 양의 녹니석이 사문석으로 변하였으며 이에 의하여 열수용액의 화학조성이 부분적으로 변하고 특히 fCO<sub>2</sub>가 올라감에 따라 녹니석으로 부터 직접 활석이 생성되어졌음을 알 수 있다. 또 먼저 생성된 사문석은 다시 fO<sub>2</sub>나 fCO<sub>2</sub>의 변화(감소)에 의하여 잔류열수용액과의 반응에 의하여 활석으로 변하였다고 생각된다. 따라서 돌로마이트질 광석은 반응 (5)'에 이은 (3)'의 과정에 의해 형성되어졌음을 나타내며 돌로마이트의 함량이 녹니석질 광석보다 많음을 시사하고 있다. fO<sub>2</sub>와 fCO<sub>2</sub>의 변화는 활석의 Fe의 함량의 차이와 탄산염 광물의 함량의 차이등으로 부터 시사되어진다. Forbes(1969)에 의하면 활석에 제한적이지만 철이 함유되어질 수 있으며 낮은 fO<sub>2</sub>인 경우 철의 함량은 높아진다고 하여 fO<sub>2</sub>의 정도와 철의 함량정도는 연관성이 있다고 하였다. 이 연구에 있어서도 돌로마이트질 광석내의 활석이 녹니석질 광석의 것보다 약간 철의 함량이 많은데(Table 1, 2) 이것은 반응 (2)'와 (3)을 비교하면 Forbes(1969)의 결과와 일치하고 있음을 알 수 있다. 이로부터 열수작용이 진행되는 과정중에 fO<sub>2</sub>와 fCO<sub>2</sub>가 부분적으로 변화하였으며 이에 따라 광물조성도 달라지게 되었음을 알 수 있다. 이 지역의 활석광석내에 석영의 함량이 매우 적으며 높은 μSiO<sub>2</sub> 조건하에서 활석으로 부터 생성되어질 수 있는 투각섬석과 같은 광물이 없는 것으로 보아 활석화작용이 주로 일어난 시기에는 열수용액내의 SiO<sub>2</sub> 함량이 풍부하지 않았음을 시사한다(Linder *et al*, 1992). 이것은 녹니석이나 사문석으로 부터 활석이 생성될 때 필요한 SiO<sub>2</sub>의 양을 기원암(석영-녹니석편암 또는 편마암) 내의 석영으로부터 공급되어진 것임을 간접적으로 시사하는 것으로 생각된다(Anderson *et al*, 1989; Moine *et al*, 1989). Moine *et al*. (1989)은 편암내의 석영은 활석의 형성반응(반응식들 참조)에 또는 용해작용에 의하여 거의 소모되고 잔류되지 않는다고 하였다. 이것은 대홍활석 광상의 경우 석영이 거의 산출되지 않는 것과 일치하는 현상이다.

결 론

1) 활석광체는 화강암질편마암과 호상흑운모편마암내에 렌즈상으로 배태되어 있으며 기원암은 이들 편마암류내에 협재되어 있는 녹니석편암 또는 녹니석편마암으로 생각된다. 이들은 현재 거의 남아 있지 않다.

2) 활석화작용은 녹니석편암 또는 녹니석편암내의 녹니석이 화강암화작용에 수반된 열수용액에 의하여 열수변성교대작용에 의하여 일어난 것으로 판단된다.

3) 활석광석은 주구성광물에 따라 크게 녹니석질과 돌로마이트질로 구분할 수 있다. 전자는 주로 녹니석과 활석, 그리고 소량의 백운모, 돌로마이트 및 불투명광물로 구성되어 있으며 드물게 미량의 석영이 산출되기도 한다. 후자는 주로 활석과 돌로마이트로 구성되어 있으며 때로는 비교적 많은 양의 사문석과 방해석 및 마그네사이트가 산출되기도 한다.

4) 녹니석질 광석에서는 녹니석이, 그리고 돌로마이트질 광석에서는 녹니석과 사문석이 활석화되어 있으며, 탄산염광물들은 활석화 과정에서 2차적으로 생성된 것으로 판단된다. 활석화 반응의 양적 평형으로 볼 때 열수용액에는 비교적 많은 양의 Mg이 함유되었으며  $fO_2$  및  $fCO_2$ 가 높을 때 탄산염광물들이 다량 형성되었다.

5) 도입되는 열수용액의 화학조성의 부분적인 차이에 의하여 녹니석이 직접 활석으로, 또는 녹니석이 사문석으로 그리고 다시 활석으로 변화하는 과정을 거친 것으로 판단된다. 활석은 녹니석과 사문석의 화학적 붕괴 또는 열수용액과의 변성교대작용에 의하여 형성되었으며 이 과정에서 불투명광물이 녹니석이나 사문석으로 부터 유리되었으며 부분적으로 열수용액으로 부터 생성되었다.

6) 공존하는 활석과 녹니석, 그리고 활석과 사문석 사이의 Mg, Al 및 Fe 등의 주성분들은 화학적평형을 이루고 있어 활석화작용이 안정되게 진행되었음을 나타내고 있다.

7) Si-Fe-Mg계에서 녹니석질 광석은 녹니석이 안쪽상이며 활석, 석영, 돌로마이트 및 자철석이 바깥상인 4각형의, 그리고 돌로마이트질 광석은 사문석이 안쪽상이며 활석, 돌로마이트, 마그네사이트 및 자철석이 바깥상이나 돌로마이트가 감소상인 3각형의 반응계를 형성하고 있는 n+2계이다.

8) 활석을 형성시킨 대표적인 반응식은 ① 녹니석 +  $Mg^{++} + Si^{4+} + Ca^{++} + CO_2 + H_2O =$  활석, ② 녹니석 +  $Mg^{++} + Si^{4+} + Ca^{++} + CO_2 + H_2O =$  활석 + 돌로마이트 + 마그네사이트, 그리고 ③ 사문석 +  $Mg^{++} + Fe^{++} + Si^{4+} + Ca^{++} + CO_2 + H_2O =$  활석 + 돌로마이트이다.

사 사

이 연구는 1991년도 교육부 학술진흥재단의 자유공모(지방대육성)과제의 학술연구조성비의 지원에 의하여 수행된 “대홍활석광상의 모암인 화강암질편마암의 상평형과 활석화작용”의 일부이다. 이 논문의 초고를 세심하게 검토하고 유익한 비평을 해주신 김형식 교수, 이동진 박사, 그리고 익명의 심사위원께 감사드린다. 그리고 전자현미분석을 도와 주신 연세대학교 EPMA분석실 담당자에게 감사드린다.

참고문헌

이상헌, 최기주, 1994, 대홍활석광상 주위의 편마암류의 지화학적 특징 과 공존광물의 화학적 평형. 암석학회지, 3-2, 137-154.  
 한국의 광상, 제 9호, 1981, 광업진흥공사.  
 김규봉, 1972, 한국의 활석광상. 지질광상조사연구보고, 14, 15-121, 국립지질조사소  
 문희수, 김성태, 1988, 동양활석광상에서 산출되는 활석에 대한 광물학적 및 성인적 연구. 광산지질, 21, 235-255  
 박희인, 1982, 한국의 지질과 광물자원. 연세대학교 지질학과 동문회, 362-368.  
 우영균, 최석원, 박기화, 1991, 충남 예산지구 활석광상의 성인에 관한 연구. 광산지질, 24-4, 363-378  
 이민성, 박봉순, 1965, 한국지질도(1 : 50,000) 황강리도폭 설명서. 지질 조사소.  
 Anderson, D.L., Nogk, D.W., and Childs, J.F., 1990, Petrogenesis and timing of the talc formation in the Ruby Range, Southwestern Montana. Econ. Geol., 85-3, 585-600.  
 Bard, J.P., 1986, Microtexture of igneous and metamorphic rocks. D.Reidel Pub, Co. 264p.  
 Blount, A.M., and Vassiliou, A.H., 1980, The mineralogy and origin of the State Line Talc Deposit, Pennsylvania. Econ. Geol., 75, 107-116.  
 Bricker, O.P., Nesbitt, H.W., and Gunter, W.D., 1973, The stability of talc. Am. Mineral., 58, 64-72.  
 Brown, C.E., 1973, Talc. U.S.G.S.Prof. Pap., 820, 619-626.

- Engel, A.E.J. and Engel, C.G., 1960, Progressive metamorphism and granitization of the Major Paragneiss, Northwest Adirondack, G.S.A., 71, 1-68.
- Evans, B.W. and Guggenheim, S. 1988, Talc, Pyrophyllite, and related minerals, in Rev. in Mineral., V.19 (ed. Ribbe, P.H.), M.S.A., 225-294.
- Forbes, W.C., 1969, Unit-Cell parameters and optical properties of talc on the join  $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2-Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$ . Am. Mineral., 54, 1399-1408.
- Linder, D.E., Wylie, A.G., and Candela, P.A., 1992, Mineralogy and origin of the State Line Talc Deposit, Pennsylvania, Econ. Geol., 87-6, 1607-1615.
- Lonsdale, P.F., Bischoff, J.L., Burns, V.M., and Sweeney, R.E., 1980, A high temperature hydrothermal deposit on the seabed at a Gulf of California spreading center. Earth Planet. Sci. Lett., 49, 8-20.
- Moine, B., Fortune, J.P., Moreau, P. and Vigui er, F., 1989, Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metamorphic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps Austria), Econ. Geol., 84 1398-1416.
- Noack, Y., Decarreau, A. and Manceau, A., 1986, Spectroscopic and oxygen isotopic evidence for low and high temperature origin of talc. Bull. Mineral., 109, 253-263.

(초청책임편집 : 김형식)

## Phase equilibria between coexisting minerals in the talc ores and process of talc formation in the Daeheung Talc Deposits, Korea

Sang Hun Lee

*Dept. of Geology, Kangweon National University, Chuncheon 200-701, Korea*

**ABSTRACT** : The talc ore deposits can be divided into chloritic and dolomitic ores according to mineral assemblages. The former is mainly composed of chlorite and talc accompanied with dolomite, muscovite and opaque mineral, and the latter of dolomite and talc with serpentine, calcite and magnesite in places. Talc was originated from chlorite and serpentine. Carbonate minerals were formed either directly from the introduced hydrothermal solution or secondarily as a by-product of steatitization of chlorite and serpentine. The process of talc formation may be governed by the chemical composition of the host rocks and the amount and/or chemical composition of the hydrothermal solution which may be different in places. However, the representative reactions producing talc from chlorite and serpentine are as follows : (1) chlorite +  $Mg^{++} + Si^{++} + Ca^{++} + CO_2 + H_2O = talc$ , (2) chlorite +  $Mg^{++} + Si^{++} + Ca^{++} + CO_2 + O_2 + H_2O = talc + dolomite + magnesite$ , and (3) serpentine +  $Mg^{++} + Fe^{++} + Si^{++} + Ca^{++} + CO_2 + H_2O = talc + dolomite$ . The reactions indicate that the carbonate minerals can be formed when the hydrothermal solution have high  $fO_2$  and  $fCO_2$ . The steatitization might be proceeded by the hydrothermally metasomatic reaction between chlorite schist or chlorite gneiss intercalated in the granitic gneiss and hydrothermal solution accompanied to the wet granitization.

**Key words** : Chloritic ores, dolomitic ores, chemical equilibrium, steatitization, hydrothermally metasomatic reaction