

## 진해 납석광상의 산상과 광물학적 특성

### Geological Occurrence and Mineralogy of Pyrophyllite Deposits in the Jinhae Area

곽 규 원(Kyowon Kwack)<sup>1</sup> · 황 진 연(Jinyeon Hwang)<sup>1,\*</sup> · 오 지 호(Jiho Oh)<sup>1</sup> ·  
윤 근 택(Keuntaek Yoon)<sup>1</sup> · 지 세 정(Seijeong Chi)<sup>2</sup>

<sup>1</sup>부산대학교 자연과학대학 지구환경시스템학부

(Division of Earth Environmental Science System, College of Natural Sciences, Pusan National University,  
Busan, 609-735, Korea)

<sup>2</sup>한국지질자원연구원 광물자원연구본부

(Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Mineral Resources Research Division)

**요약** : 진해지역에 위치하는 납석광상에 대하여, 광상 지질조사를 통해 산출상태를 파악하고, X-선회절분석, X-선형광분석, 전자현미분석, ICP분석 등을 통하여 변질광물의 광물학적 특성을 조사하였다. 그 결과, 이 납석광상에는 일라이트, 디카이트, 엽납석, 다이아스포어, 녹니석, 황철석, 침철석 등의 다양한 광물들이 산출되었다. 이들 구성광물의 조합을 검토한 결과, A: 석영, B: 석영+ 일라이트, C: 석영 + 일라이트 + 디카이트, D: 엽납석 + 일라이트 + 디카이트 + 다이아스포어의 4개 광물조합으로 주로 구분되었다. 이들 광물조합의 산출상태로 보아 규화대, 일라이트변질대, 카올린변질대, 엽납석변질대로 구분할 수 있는 것으로 나타났다. 이 규화대의 대부분은 약 90% 이상의 높은 SiO<sub>2</sub> 함량을 보이고 작은 입자의 석영들로만 거의 구성되어 있는 특징을 보였다. 엽납석은 2M형의 폴리타이프에 해당되는 것으로 나타났다. 이 광상의 모암은 유문암질암, 안산암질 응회암 및 화산 각력암 등의 화산암이며, 모암의 차이에 따라 변질대 분포양상이 다소 다르게 나타났다. 이런 화산암이 수소이온 및 실리카의 활동도가 높은 산성열수용액에 의해 변질작용을 받아 납석광상이 형성되었으며, 그중에서 엽납석 변질대가 가장 고온의 환경에서 생성된 것으로 사료된다.

**주요어** : 엽납석, 다이아스포어, 규화대, 변질광물, 변질대, 열수변질작용

**ABSTRACT**: The pyrophyllite deposits located in Jinhae area have been studied through field observations and laboratory works including the X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence (XRF), Electron probe microanalyzer (EPMA) and Inductively Coupled Plasma (ICP). The pyrophyllite deposits consist of mainly illite, dickite, pyrophyllite, diaspore, chlorite, pyrite and copiapite. According to the mineral assemblages, geological occurrences and alteration modes, the altered rocks can be classified into four types: Type A; quartz with silicification, Type B; quartz + illite with illitization, Type C; quartz + dickite + illite with kaolin alteration, Type D; pyrophyllite + illite + dickite + diaspore with pyrophyllite alteration. Rocks in Type A, which is generated by silicification, have high SiO<sub>2</sub> contents more than 90 wt% and distinctive equigranular textures with microcrystalline quartz. The pyrophyllites from the study area belong to 2M polytype. The host rocks of the pyrophyllite ore in this mine are rhyolitic rock, andesitic tuff and volcanic breccia. The alteration products seem to be controlled

\*교신저자: hwangjy@pusan.ac.kr

by the different lithology of the host rocks. The hydrothermal solution formed the deposits would be inferred to the acidic and have relatively high ionic activity of hydrogen and silica judging from alteration mineral assemblage. Pyrophyllite alteration zone is generated by highest temperature condition of all alteration zone.

**Key words** : pyrophyllite, diaspore, quartz zone, altered minerals, alteration zone, hydrothermal alteration

## 서 언

납석은 다양한 용도로 활용되는 대표적인 산업 광물로서 내화물, 위생도기, 도자기, 타일 등과 같은 요업제품들의 제조에 주로 사용되어 왔고, 최근에는 유리섬유, 시멘트 부원료, 충전재 등으로도 활용되고 있다. 납석은 일반적으로 엽납석을 주성분으로 하는 광석을 말하지만, 광의로는 밀랍감을 나타내는 광석으로 견운모 및 카올린광물 등을 주로 하는 광석이 포함되기도 한다. 여기서는 엽납석을 포함하는 광석을 납석으로 취급하여 기술하였다.

지금까지 국내납석광상에 대한 연구는 한반도 남서부 지역인 전남 해남 및 완도지역과 영남지역의 동래, 밀양, 양산, 김해, 유천, 월성지역을 대상으로 지질학적, 광물학적 및 지구화학적인 연구가 수행되었다(박희인, 1988; 김영희 외, 1990; 문희수 외, 1990; 문희수와 송윤구, 1992; 상기남, 1986, 1992; 정영욱과 전효택, 1990; 전효택 외, 1991; 신상근과 박홍봉, 1990; 조현구, 1998; 김종환과 고상모, 1989; 고상모 외, 2000; 노진환과 고상모, 2005). 그러나 진해 지역의 납석에 대한 연구는 이루어지지 않았다.

진해납석광산은 경상남도 진해시에 위치하며, 지리 좌표상 북위 약 35°05', 동경 약 128°43'에 해당한다(그림 1). 진해시는 군사지역이라는 특수성에 기인하여 현재까지 지질도폭이 발간되지 않았고 일반지질에 대한 선행연구 또한 미흡하였으나, 최근 조형성 외(2007)에 의한 연구에서 이곳의 지질도가 제시되었다. 여기에서는 납석과 규석을 각각 노천 채굴하는 두 광산회사가 존재한다. 현재 납석을 채굴하는 광업회사로는 “진해납석”으로 되어 있고, 규석을 채굴하는 광업회사로는 “(주)피엔앰마이닝”으로 되어 있다. 납석광산에서는 광석을 분쇄하여 타일용과 도자기용으로 생산하고 있고, 규석광산에서는 주물사용과 내화재용 등으로 일본에 전량 수출하고 있다. 이와 같이 같은 광산지역에서 납석과 규석을 별도로 채굴하는 경우가 극히 드문 경우로

서 이 둘의 관계에 흥미를 가지게 되어 연구를 수행하였다. 따라서 본 지역의 납석광상을 중심으로 하여 구성광물의 산상과 광물학적 및 지화학적 특성을 자세히 검토하였고, 이를 통하여 광상의 생성 환경을 고찰하였으며, 규석광상과의 관계도 검토하였다.

## 연구방법

연구지역에 위치하는 광산에 대해서 정밀지질조사 실시하여 광석의 배태상태를 파악하고 약 100여개의 시료를 채취하였다. 채취된 모든 시료에 대해서 X-선 회절분석을 실시하여 구성광물을 파악하였다. 구성광물을 검토한 후에 대표적인 일부 시료에 대해 박편을 제작하여 편광현미경으로 구성광물과 조직을 관찰하였다. 그리고 변질되어 점토분이 많은 시료에 대해서는 점토광물의 조성을 자세히 검토하기 위하여 암석분말을 증류수에 분산시켜 원심분리를 이용한 침강법으로 2 μm 이하의 점토분을 분리하였다. 이 점토분을 정방위시편으로 만들어 X-선 회절분석을 행하였다. X-선 회절분석은 Rigaku Geigerflex 2013의 X-선분말회절장치를 사용하였으며, CuK $\alpha$  선과 Ni-filter에 의한 X-선을 사용하였다. 측정조건은 전압 30 kV, 15 mA, scan speed 2°2 $\theta$ /min, 시정수 1 sec, slit 1°~0.3 mm ~ 1°으로 측정하였다. 2 μm 이하의 점토분 내에 포함된 점토광물은 에칠렌글리콜 처리 및 가열처리 등을 통하여 식별하였다.

주 성분원소 화학분석은 부경대학교 공동실험실습관에 의뢰하여 X-선형광분광분석 장치(XRF)를 이용하여 bead 정량법으로 분석하였다. 장치는 Philips사 model PW2400의 X-선형광분석기를 사용하였다. 미량원소 분석은 한국기초과학지원연구원 서울분소에 의뢰하여 ICP-MS 및 ICP-AES로 수행하였다. 기기는 각각 Perkin elmer사의 Elan 6100도 텔과 Jobin Yvon사의 138Ultrac에 모델을 사용하였다. 그리고 제작된 박편을 이용하여 구성광물의 정

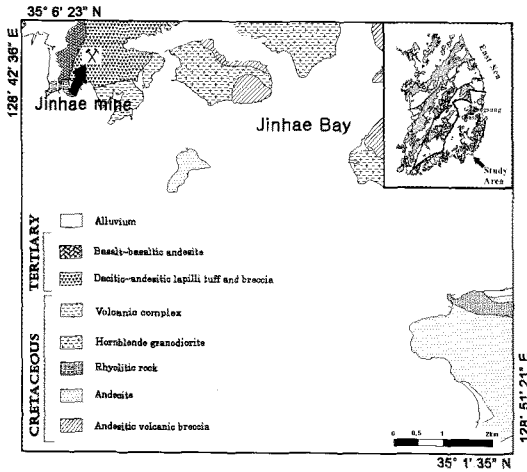


Fig. 1. Geological map of the Jinhae and Gaduk mine areas (modified from Jang *et al.*, 1983 and Cho *et al.*, 2007).

확한 화학조성을 검토하기 위해 부산대학교 공동실험실습관에서 전자현미분석(EPMA)을 수행하였다. 장치는 Cameca사의 SX100을 이용하였으며 High Voltage 15 keV, Probe current range 20 nA, beam size 1~5  $\mu\text{m}$ 의 조건으로 분석하였다.

### 광상지역의 지질

연구지역을 포함하는 진해시 일원은 현재까지 지질도가 발간되지 않고 있으며, 일반지질에 대한 선행연구 또한 미흡하여 앞으로 다각적인 지질학적 연구가 요구되는 지역이다. 그동안 진해시 일원의 지질이 부분적으로 언급되는 보고서 및 논문이 있었으나, 연구지역 전반의 지질에 관해서 상세하게 다룬 연구는 없었다. 그러나 최근 조형성 외(2007)에 의한 연구에서 이곳의 지질도가 제시되었다. 이 지역 주변의 마산도폭(김중환과 김정택, 1963), 김해도폭(이하영과 김상욱, 1964), 부산·가덕도폭(장태우 외, 1983)들에 근거하면, 연구지역의 암석분포는 하부로부터 진동층에 해당되는 퇴적암류, 주사산안산암에 해당되는 유천층군 화산암류 그리고 이들을 관입하고 있는 화강암류로 구성되는 것으로 추정할 수 있다. 그리고 조형성 외(2007)에 의해 이곳의 지질은 하부로부터 유천층군의 안산암~테사이트질용회암 위주의 화산암류와 응회질퇴적암, 이들을 관입하고 있는 불국사화강암류, 화강암편을 포함한 화산쇄설암류 그리고 이들 모두를 관입 또

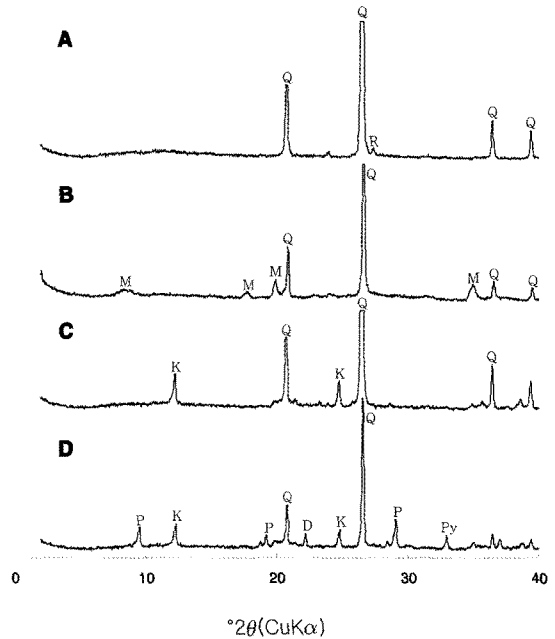


Fig. 2. X-ray diffraction patterns of altered ores in the Jinhae region. A: silicification alteration, B: illite alteration, C: kaolin alteration, D: pyrophyllite alteration, Q: Quartz, M: Mica, K: Kaolin mineral, P: Pyrophyllite, D: Diaspore, Py: Pyrite, R: Rutile.

는 피복하고 있는 현무암 내지 현무암질 안산암류와 최후기의 유문암질암으로 구성되는 것으로 나타났다(그림 1).

### 광상의 배태상태

진해납석광상은 납석과 규석을 각각 노천 채굴하는 두 광산회사가 비교적 큰 규모로 채광을 하고 있어, 매우 독특한 배태상태를 나타낸다. 이들 광산의 채굴장은 지질도에서 보는 바와 같이 석영안산암 내지 안산암질 래필리용회암과 각력암의 지역에 속한다. 이 암층에 인접하는 지질로서는 현무암 내지 현무암질안산암과 유문암이 나타나며 이들이 후기에 관입되어 있는 것으로 알려져있다. 광산의 채굴장에서는 암석의 조직으로 보아 래필리용회암과 각력암에 해당되는 암석들이 주 모암인 것으로 나타났다(그림 2). 변질이 많이 진행된 부분에서는 모암을 식별하기가 어려웠다. 규석을 채굴하는 노두에서는 일부 유문구조가 나타나는 암석도 포함되었다. 암맥 및 광맥이 다수 관찰되었으며 광산 전반에 걸쳐

**Table 1.** The mineral composition of various altered rocks

| Sample No. | Qtz   | Illite | K     | Pyro  | Dia   | Py    | Ch    | M/S | Type |   |
|------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|------|---|
| JH-31      | +++++ |        |       |       |       |       |       |     | A    |   |
| JH-36      | +++++ |        |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-43      | +++++ |        |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-52      | +++++ |        |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-64      | +++++ |        |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-83      | +++++ |        |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-1       | ++++  | ++     |       |       |       |       |       |     | B    |   |
| JH-12      | +++   | ++     |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-13      | +++   | ++     |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-14      | +++   | ++     |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-11      | +++   | +++    |       |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-46      | +++   | +++++  | +     |       |       |       |       |     | C    |   |
| JH-10      | +++   | +++    | +     |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-9       | +++   | ++     | +     |       |       | +++   |       |     |      |   |
| JH-23      | +++   | +      | +     |       |       | +++   |       |     |      |   |
| JH-76      | +     |        | ++    |       |       |       | +++++ |     |      |   |
| JH-79      | ++    | +      | ++    |       |       |       | +++++ |     |      |   |
| JH-54      | +     | +++    | +++   |       |       |       | ++    |     |      |   |
| JH-58      | +++   | +      | +++   |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-73      | +++   |        | ++++  |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-8       | ++++  |        | ++++  |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-56      | +++   |        | +++++ |       |       |       |       |     |      |   |
| JH-30      | +++   |        | +++   | ++    |       |       |       |     |      | D |
| JH-26      | +++   |        | +++   | ++++  |       | +++   |       |     |      |   |
| JH-20      | ++    |        | +++   | ++++  |       |       |       | +   |      |   |
| JH-17      | +++   | ++     | ++    | ++    |       |       |       |     |      |   |
| JH-21      | +     | ++++   | ++    | +++   |       | +++++ | ++    |     |      |   |
| JH-29      | ++    | +++    |       | +++   |       |       |       |     |      |   |
| JH-16      | +++   |        |       | +++   |       |       |       |     |      |   |
| JH-78      | +++   |        |       | +++   |       | ++++  |       |     |      |   |
| JH-71      | +++   | +      |       | ++    |       |       |       |     |      |   |
| JH-42      | +++   | +      |       | ++    |       | +++   |       |     |      |   |
| JH-6       | ++    | ++     |       | +++   | ++++  |       |       | ++  |      |   |
| JH-5       | ++    | ++     | ++    | ++++  | ++++  |       |       | +   |      |   |
| JH-7       | +++   |        | +++   | +++   | +++   | +++   |       |     |      |   |
| JH-73-1    |       |        | +     | ++++  | +++++ |       |       |     |      |   |
| JH-15      |       | ++     |       | ++++  |       |       |       |     |      |   |
| JH-22      |       | ++     |       | +++++ |       | ++++  |       |     |      |   |
| JH-35      |       |        |       | +++++ |       | ++++  |       |     |      |   |
| JH-57      |       |        |       | +++++ |       | ++++  |       |     |      |   |
| JH-77      |       |        |       | +++++ |       |       |       |     |      |   |

\* Qtz: Quartz, K: Kaolin mineral, Pyro: Pyrophyllite, Dia: Diaspore, Py: Pyrite, Ch: Chlorite, M/S: Mica/Smectite

절리 및 단층이 분포되어 있었다. 이러한 구조선을 중심으로 변질이 많이 진행된 모습이 관찰되었고 암상의 변화 또한 관찰되었다. 각 암상별로 다양한

색을 띄고 있었으며 부분적으로 암녹색의 암석도 관찰되었다. 전반적으로 복잡한 변질양상을 띄고 다양한 암상이 존재하여 고르게 많은 지점에서 시

**Table 2.** Quantitative analysis of mineral compositions of the altered rocks (unit : wt%)

| Sample No. | Qtz  | Illite | K    | Pyro | Dia  | Py   | Ch   | Type |
|------------|------|--------|------|------|------|------|------|------|
| JH-13      | 68.7 | 25.7   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 5.6  | 0.0  | B    |
| JH-1       | 71.4 | 28.6   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-14      | 63.5 | 34.6   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 1.9  | 0.0  |      |
| JH-25      | 53.8 | 39.4   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 6.8  | 0.0  |      |
| JH-12      | 59.9 | 40.1   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-59      | 3.8  | 56.7   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 39.5 | 0.0  |      |
| JH-10      | 50.5 | 49.5   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | C    |
| JH-9       | 54.3 | 31.8   | 7.2  | 0.0  | 0.0  | 6.7  | 0.0  |      |
| JH-54      | 50.2 | 17.8   | 7.9  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 24.1 |      |
| JH-58      | 51.2 | 21.8   | 8.3  | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 18.7 |      |
| JH-46      | 48.2 | 40.5   | 9.1  | 0.0  | 0.0  | 2.2  | 0.0  |      |
| JH-23      | 44.3 | 20.6   | 18.1 | 9.8  | 0.0  | 7.2  | 0.0  |      |
| JH-53      | 53.6 | 25.6   | 20.8 | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-8       | 64.5 | 0.0    | 35.5 | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-73      | 49.6 | 0.0    | 45.1 | 0.0  | 0.0  | 5.3  | 0.0  |      |
| JH-56      | 38.2 | 0.0    | 61.8 | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-28      | 61.7 | 36.1   | 0.0  | 0.0  | 0.0  | 2.2  | 0.0  |      |
| JH-27      | 49.4 | 40.7   | 0.0  | 9.9  | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-55      | 14.3 | 65.2   | 0.0  | 13.4 | 0.0  | 7.1  | 0.0  |      |
| JH-17      | 53.6 | 19.3   | 11.0 | 16.1 | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-30      | 34.9 | 23.6   | 20.4 | 21.1 | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-6       | 20.9 | 23.3   | 0.0  | 23.9 | 19.3 | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-42      | 50.9 | 17.5   | 0.0  | 25.0 | 0.0  | 6.6  | 0.0  |      |
| JH-7       | 28.1 | 0.5    | 18.8 | 33.0 | 10.8 | 8.8  | 0.0  |      |
| JH-71      | 62.8 | 2.6    | 0.0  | 34.6 | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-26      | 30.8 | 0.0    | 27.2 | 35.6 | 0.0  | 6.4  | 0.0  |      |
| JH-5       | 10.3 | 16.7   | 6.1  | 40.8 | 20.1 | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-29      | 15.8 | 39.7   | 0.0  | 44.5 | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-18      | 49.2 | 0.0    | 4.8  | 44.5 | 0.0  | 1.5  | 0.0  |      |
| JH-73-1    | 0.0  | 1.3    | 4.1  | 45.0 | 49.6 | 0.0  | 0.0  |      |
| JH-16      | 53.9 | 0.0    | 0.0  | 46.1 | 0.0  | 0.0  | 0.0  |      |

\* Qtz: Quartz, Pyro: Pyrophyllite, K: Kaolin mineral, Py: Pyrite, Dia: Diaspore, Ch: Chlorite

료를 채취하여 분석하였다.

납석광체들은 전반적으로 담회색을 띠며 부분적으로 흰색내지 담록색을 나타내는 부분도 관찰된다. 광산 여러 곳에서 황철석이 작은 결정의 형태로 나타나는 부분이 많으며, 납석 채굴장 하부의 배수로에서는 황철석의 산화에 의한 황색 및 적색 등의 산성배수가 잘 관찰된다. 규석광산에서는 회백색을 띠며 치밀한 조직을 보이는 규화변질대가 넓게 나타난다. 규석으로 채굴하는 암석은 유문암질암에 해당되는 것과 변질작용에 의해 규화된 변질암에 해당되는 것이 함께 포함되는 것으로 보이

며, 거의 석영으로만 구성된 부분이 많다. 규석으로 채굴하는 암석은 석영사암의 변성작용을 받은 규암과는 산출상태가 다르다. 최근 규암과 구분하여 규화된 암석을 통칭하여 잘 사용하는 용어인 “규화암”으로 규석 대신에 기술한다. 일부에서는 규화암과 납석이 혼재되어 나타나는 데 이러한 경계부분에는 많은 절리들에 의해 불규칙적으로 변질되어 있다. 광석으로 사용될만한 납석들은 지방감을 잘 나타내며 엽납석을 다량 포함하고 있다. 일부 노두에서는 폭이 약 20 cm 정도의 흑색을 띠는 금속성 광맥이 관찰되었으며, 이 부분의 광물성분을 분석

한 결과 침철석과 코피아파이트[*copiapite*,  $Fe^{+2}Fe^{+3}(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 20(H_2O)$ ] 등의 산화철광물이 나타났다.

### 광물학적 특성

#### 구성광물 및 변질대

채취한 모든 시료에 대해 X-선 회절분석을 통해 구성광물을 조사하였고, 그 결과 석영, 일라이트, 카올린광물, 엽납석, 다이아스포어, 황철석, 녹니석, 운모/스멕타이트혼합층광물 등 다양한 광물들이 나타났다(그림 2). 이러한 결과를 표 1에 종합하여 나타내었다. 이들 구성광물의 조합을 검토해 보면 4가지 그룹으로 나눌 수 있다. A 그룹은 석영이 주로 나타나는 그룹이다. B 그룹은 석영과 함께 일라이트가 나타나는 그룹으로 건운모화가 약간 진행되었음을 알 수 있다. C 그룹은 석영, 일라이트와 함께 카올린광물이 나타나는 그룹으로 부분적으로 황철석이 혼재되어 나타난다. D 그룹은 엽납석이 주로 나타나는 그룹으로 국부적으로 다이아스포어도 함께 산출되어 나타난다. 이들 광물조합을 요약하면 A; 석영, B; 일라이트 + 석영, C; 일라이트 + 카올린광물, D; 카올린광물 + 엽납석으로 구분된다.

또한 구성광물의 함량을 자세히 검토하기 위해서 X-선회절법 정량분석용 SIROQUANT Ver. 2.5를 이용하여 정량분석을 하였고 그 결과를 표 2에 나타내었다. 그 결과, A조합에서는 거의 전부 석영으로만 나타나고, B조합에서는 석영 외 일라이트가 약 25~56%정도로 나타났고, 일부 시료에서 황철석도 소량 포함되어 나타났다. C조합에서는 카올린광물이 7~60%로 증가되어 나타나며 반면에 일라이트가 상대적으로 감소되는 경향을 나타낸다. 이 조합에서도 황철석이 포함되며 일부 시료에서 상당량의 녹니석을 수반하기도 한다. D조합에서는 엽납석이 약 10% 이상으로 포함되며 카올린광물을 수반하고 일라이트를 포함하기도 한다. 특히 이 조합에서는 다이아스포어가 공생하여 산출하는 것이 특징이다. D조합의 암석은 구성광물로 보아 납석광체에 해당되는 것으로 판단된다. 이 D조합을 보이는 지점에서는 석영이 거의 포함되지 않고 90% 이상의 엽납석으로 구성된 광석 부분이 나타난다. A조합에서는 시료에 따라 석영 이외에 금홍석이 소량 수반되는 경우도 있다.

채취한 시료 중에서 일부 점토화 된 시료에 대해서 2  $\mu m$  이하의 점토입자로 분리하여 정방위시편

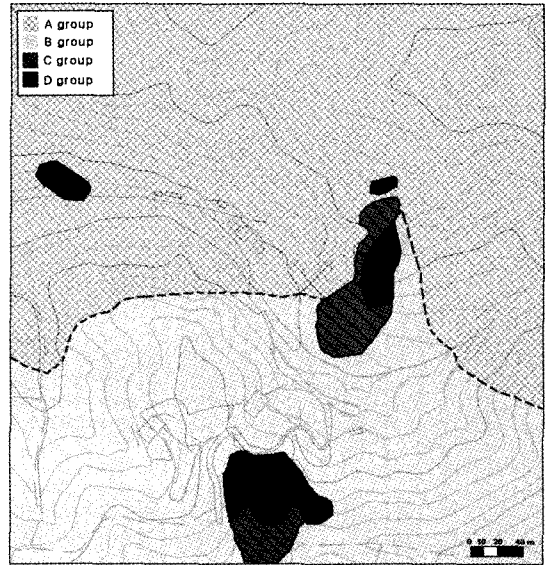
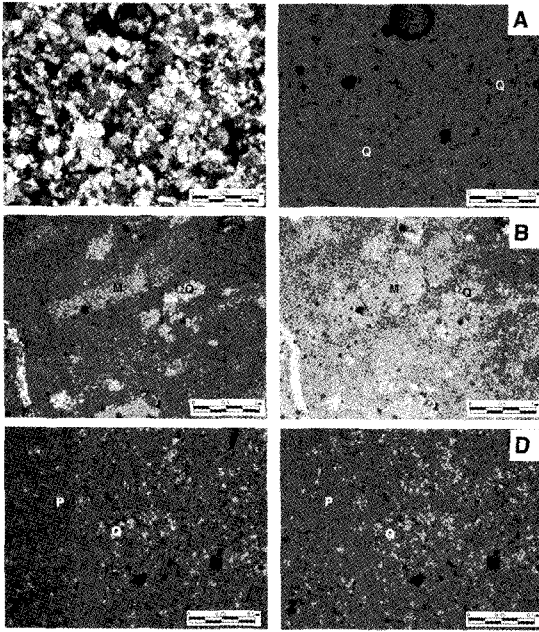


Fig. 3. Distribution map of mineral assemblage in the Jinhae mine area.

으로 X-선 회절분석을 행하였다. 그 결과, 대부분의 시료들이 무처리에 약 16 Å과 25 Å의 회절선이 관찰되며 에칠렌글리콜 처리 후 약 17 Å과 26 Å로 팽윤하였으며, 550°C 가열처리에 10 Å의 회절선으로 수축하는 성질을 나타냈다. 이러한 결과로 보아 운모/스멕타이트 혼합층광물인 것으로 판단되어, 광산에서 점토화된 부분에는 이러한 팽윤성 광물이 포함되는 것으로 나타났다.

상기한 구성광물의 분석 결과, 4가지의 광물조합으로 구분할 수 있으며, 이러한 광물조합은 일정의 범위를 가지고 나타나기 때문에 이들 조합의 분포상태를 그림 3과 같이 나타내었다. 이러한 광물조합은 일반적인 열수변질대의 광물조합과 유사하며 일정한 분포를 나타내므로, 이들 분포지역을 변질대로 간주해서 검토하였다. 석영과 소량의 금홍석이 수반되는 A변질대가 가장 넓게 분포하며 북부의 규석광산지역을 주로 점하고 있다. 부분적으로 일라이트화로 변질된 B변질대가 그 다음으로 넓은 분포를 보이며 남부의 납석채굴장 주변을 점하고 있다. 그러나 A변질대와 B변질대의 경계가 뚜렷하지 않고 실제로 확인하지 못한 부분도 존재하기 때문에 점선으로 그 경계를 추정하여 구분했다. C변질대와 D변질대는 좁은 범위를 나타내며 서로 혼합된 양상을 보인다. 실제적으로 좁은 지점에서도 이 두 변질대가 겹쳐 나타나는 부분이 많이 존재하



**Fig. 4.** The microphotographs of thin sections showing the gradational alteration of the rocks. a: sample in quartz zone (group A); b: sample in quartz-illite zone (group B); d: sample in kaolin-pyrophyllite zone (group D); Q: quartz, M: mica, P: pyrophyllite, left: crossed nicols, right: open nicols.

고 있다. 즉 강변질대에서는 모암, 구조, 열수성분, 시기 등의 여러 요인에 의해 다양한 변질을 가져올 수 있기 때문인 것으로 생각된다. 엽납석이 나타나는 D 변질대의 일부가 독립적으로 광산진입로인 지도상 북서쪽에서 나타나는데, 이는 납석화작용이 지질구조에 따라 국부적으로 일어날 수 있는 것으로 생각된다. 그림 3의 변질대의 분포에서 보듯이 다소 불규칙한 형태를 보이지만 다소 강변질대로 볼 수 있는 C 및 D 변질대는 중심에 집중되어 있으며 주 채굴장을 중심으로 북동방향으로 대상으로 분포하는 경향을 보이고 있다. 이 북동방향을 남부 지역의 주구조선과 일치하는 방향이기 때문에 단층과 같은 단열구조와 연관이 있는 것으로 생각되며, 실제적으로도 소단층과 지형으로 보아 이 방향이 단층인 것으로 추정된다. 일반적인 열수변질의 변질광물의 특성으로 보아 일라이트를 주로하는 B 변질대, 디카이트를 특징으로 하는 C 변질대, 엽납석을 포함하는 D 변질대의 경우로 보면, 일라이트 → 디카이트 → 엽납석의 변질광물로 변화된다고 볼 수 있다. 이들의 광물변화는 일반적으로 저온에

서 고온성 변질광물로 변화에 해당되기 때문에 이들 광물조합은 열수변질의 증가에 따른 것으로 볼 수 있다. 그러나 A 변질대의 경우에는 주로 석영만이 포함되기 때문에 변질의 정도를 평가하기는 어려운 것으로 생각된다. 이에 대해서는 별도로 후술할 것이지만, 우선 열수변질작용에 의해 형성될 수 있는 규화대에 해당하는 것으로 간주한다.

각 광물조합에 대표되는 시료에 대해 박편을 제작하여 편광현미경 관찰을 하였으며 그 사진을 그림 4에 나타냈다. 4가지 그룹 중에서 A 그룹 시료의 편광현미경 관찰을 한 결과, 작고 유사한 크기의 석영 입자들이 서로 맞물려 있는 조직을 잘 나타내어 서로 같은 조건에서 생성된 것으로 판단된다. 다른 변질광물들은 잘 나타나지 않고 불투명 광물이 소량 존재하는데 이는 전술한 X-선회절분석 결과로 볼 때 금홍석으로 추정된다. B 그룹 시료의 관찰 결과에서는 바탕이 세립질이고 미립의 일라이트가 다량 존재하며 간혹 석영 결정이 나타난다. 또한 모암이 안산암질 응회암임을 나타내는 암편들이 다수 관찰되고 있다. D 그룹 시료에서는 낮은 간섭색을 보이는 미립의 변질광물들이 주로 나타나며 석영의 작은 입자들도 포함되고, 불투명 광물을 다수 포함한다. 이상의 관찰결과로 볼 때 B, C, D 그룹의 시료에서는 응회암 및 각력암에 해당되는 암편을 다수 포함하는 조직을 나타내고 있지만, A 그룹의 암석은 암편이 포함되지 않으며 전혀 다른 조직을 보인다.

#### 주요 광물의 광물학적 성질

이 곳 광산에서 산출되는 주요 광물의 광물학적 성질 중에서 엽납석의 다구조형, 석영의 결정도 및 카올린광물의 종류에 대해서 살펴보았다. 엽납석의 X-선회절선을 Brindley and Wardle (1970)에 의한 다구조형구분을 통하여 검토해 보았다. 엽납석 1 Tc의 경우 4.42 Å의 회절선이 매우 강한데 반하여 2 M은 매우 약하고, 거의 같은 위치에 있는 1 Tc의 9.20 Å의 회절선은 약하지만, 2 M의 9.21 Å의 회절선은 매우 강하게 나타난다. 이곳에서 산출되는 시료의 엽납석은 2 M에 해당되는 9.21 Å과 3.07 Å의 회절선이 높게 나타나서 2 M 폴리타이프에 해당하는 것으로 보인다.

또한 일부 광석시료에 대하여 전자현미분석(EPMA)을 통하여 엽납석 및 운모 등의 화학조성을 조사하였으며, 그 결과를 표 3에 나타냈다. 엽납석에 대해

**Table 3.** Electron microprobe analysis of pyrophyllite and mica

| No.   | Pyrophyllite |         |         |         |         | Mica   |        |        |
|---|--------------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|
|   | JH-15-1      | JH-15-2 | JH-20-1 | JH-20-2 | JH-20-3 | JH-1-1 | JH-1-2 | JH-1-3 |
| SiO <sub>2</sub>                              | 65.33        | 63.77   | 60.16   | 64.75   | 60.60   | 52.27  | 50.10  | 53.91  |
| TiO <sub>2</sub>                              | 0.02         | 0.01    | 0.01    | 0.00    | 0.00    | 0.01   | 0.00   | 0.02   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                | 30.43        | 31.97   | 25.74   | 28.46   | 25.95   | 37.73  | 36.50  | 37.69  |
| FeO   | 0.34         | 0.40    | 2.28    | 0.04    | 6.36    | 0.14   | 0.04   | 0.02   |
| MnO   | 0.00         | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| MgO   | 0.03         | 0.00    | 0.03    | 0.06    | 0.03    | 0.20   | 0.15   | 0.15   |
| CaO   | 0.00         | 0.00    | 0.09    | 0.11    | 0.16    | 0.00   | 0.00   | 0.03   |
| Na <sub>2</sub> O                             | 0.12         | 0.20    | 0.06    | 0.11    | 0.13    | 0.33   | 0.28   | 0.24   |
| K <sub>2</sub> O                              | 1.04         | 2.17    | 0.02    | 0.08    | 0.14    | 8.13   | 8.10   | 8.22   |
| Total   | 97.31        | 98.52   | 88.39   | 93.61   | 93.37   | 98.81  | 95.17  | 100.28 |
| Numbers of cations on the basis of 22 oxygens |              |         |         |         |         |        |        |        |
| Si  | 7.74         | 7.54    | 7.88    | 7.90    | 7.71    | 6.49   | 6.47   | 6.58   |
| Al  | 0.26         | 0.46    | 0.12    | 0.10    | 0.29    | 1.51   | 1.53   | 1.42   |
| ΣTet.   | 8.00         | 8.00    | 8.00    | 8.00    | 8.00    | 8.00   | 8.00   | 8.00   |
| Al  | 4.00         | 4.00    | 3.85    | 4.00    | 3.71    | 4.01   | 4.02   | 4.00   |
| Ti  | 0.00         | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| Fe  | 0.03         | 0.04    | 0.25    | 0.00    | 0.69    | 0.01   | 0.00   | 0.00   |
| Mn  | 0.00         | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00    | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| Mg  | 0.01         | 0.00    | 0.01    | 0.01    | 0.01    | 0.04   | 0.03   | 0.03   |
| ΣOct.   | 4.03         | 4.04    | 4.11    | 4.01    | 4.41    | 4.06   | 4.05   | 4.03   |
| Ca  | 0.00         | 0.00    | 0.01    | 0.01    | 0.02    | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| Na  | 0.03         | 0.05    | 0.02    | 0.03    | 0.03    | 0.08   | 0.07   | 0.06   |
| K   | 0.16         | 0.33    | 0.00    | 0.01    | 0.02    | 1.29   | 1.33   | 1.28   |
| ΣInt.   | 0.19         | 0.38    | 0.03    | 0.05    | 0.07    | 1.32   | 1.40   | 1.34   |

여 많은 포인트에 대해 분석하였지만, 엽납석의 화학성분은 큰 차이가 없이 비교적 유사한 값을 나타냈다. 이들 성분에 대하여 알기 쉽게 그림으로 나타냈다(그림 5). 운모에 대한 분석결과를 토대로 이온의 수를 이상적인 화학식에 맞추어 계산해 본 결과, 총 충전하가 약 1.3정도로 나타나고 그림 5에서 일라이트-스멕타이트 영역에 도시되었다. 그리고 엽납석의 경우에는 모든 분석치에서 엽납석의 이상치에 근접하게 도시되었다. 즉 이곳에 산출하는 엽납석은 화학성분이나 폴리타이프가 거의 같은 것이 산출하는 것을 알 수 있다.

석영의 결정도에 대해서 Murata and Norman

(1976)에 의해 제안된 방법으로 측정하였다. 석영이 주구성광물을 이루는 A 그룹의 경우 석영결정도가 9.25, 9.26과 9.94 (평균 9.48)의 매우 높은 값을 나타내었다. 그리고 B 그룹은 8.38, 8.79, 7.50 (평균 8.22)의 값을 나타내었으며 C 그룹은 7.81, 7.14, 7.50 (평균 7.48)의 값을 나타내며 D 그룹은 7.83, 8.33, 5.63 (평균 7.26)의 값을 나타낸다. 분석한 시료의 개수가 적어 명확하게 정의하기는 어려우나 대체로 B-D 그룹으로 갈수록 대체로 결정도 값이 낮아지는 경향을 나타낸다.

카올린광물의 자세한 광물종을 알아보기 위해서 Bailey(1980)이 제시한 구분방법으로 검토하였다.



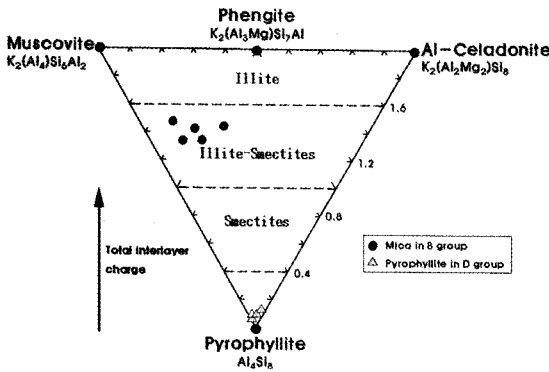


Fig. 5. Dioctahedral 2:1 layer silicates diagram : some ideal end-member compositions for the  $O_{20}(OH)_4$  formula unit, and the compositional ranges for some micas, illites, illite-smectites and smectites (Newman and Brown, 1987). Marking samples in study area.

그 결과, 덕카이트에 해당되는 2.32 Å의 회절선이 강하게 나타나고 아울러 1.97 Å이 나타나지만, 카올린나이트에 해당되는 1.84, 1.62 Å이 나타나지 않는 것 등으로 보아서 이곳의 카올린광물은 덕카이트인 것으로 판단되었다.

### 화학분석

#### 주성분원소

채취한 시료들에 대한 주화학성분의 분석치를 표 4에 나타내었다. A 그룹은  $SiO_2$ 가 97~98 wt%로 아주 높고,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$  등은 0.5 wt% 이하로 아주 낮게 나타난다.  $TiO_2$ 는 1.1~1.8 wt%로 다른 그룹에 비해 상대적으로 높은 경향을 나타내는데 이는 X-선회절분석의 결과에서 소량의 금홍석이 확인되는 것과 일치한다.  $SiO_2$ 가 90 wt% 이상 나타나는 A 그룹은 연구지역 내에서 상당히 넓은 범위를 차지한다. B 그룹에서 D 그룹으로 갈수록  $SiO_2$  함량은 줄어들고  $Al_2O_3$  함량은 증가하는 경향을 나타낸다. D 그룹에서  $Al_2O_3$ 의 함량이 30% 이상인 광석이 다수 나타나는데 이는 다이아스포어 등의 알루미늄이 높은 광물이 포함되기 때문으로 보인다. 이것은 덕카이트, 엽납석, 다이아스포어 등의 고알루미나 함유 광물이 많아 고품위 내화재나 알루미늄 자원으로서의 가치도 평가해볼만한 것으로 사료된다. 철분( $Fe_2O_3$ )의 함량은 D조합에서도 0.7~11.0%의 범위로 시료에 따라 차이가 비교적 크

게 나타난다. 변질대의 차이에 대해 화학성분이 다소 다르게 나타나지만 변질의 증가에 따른 일률적인 변화는 잘 나타나지 않았다.

#### 미량성분 원소

대표 시료에 대한 미량성분을 분석하여 그 결과를 표 5에 나타냈다. 전체적으로 보면 Ba, Zr, Sr은 1~594 ppm까지 다소 넓은 범위의 높은 함량을 가지고, Zn, Co, Pb, V, Ni, Rb, Cr, Li, Cu, Y은 170 ppm 미만의 다소 적은 함량을 보이며, Nb, Th, V는 50 ppm 미만의 함량을 나타낸다. 각 광물조합 별로 볼 때, A 조합의 경우는 미량성분이 아주 적은데 이는 대부분 석영으로 구성되기 때문으로 생각된다. B 조합에서는 Zr, Rb, Y이 다소 많고, C 조합에서는 Cr, Li, Cu 등이 상대적으로 많고, D 조합에서는 Zn, V, Co, Pb, Th가 많은 것으로 나타났다. 그러나 D 조합에서는 다른 조합에 비해 일부 시료의 Ni를 제외하면 전체적으로 낮은 함량을 나타낸다. 여기서도 시료와 광물조합에 따라 다양한 성분을 나타내고 있으나, 변질의 진행에 대한 성분의 일률적인 변화는 잘 알 수 없다. 강변질을 받은 D 조합에 미량성분이 적은 것은 산성의 열수작용에 의해 성분들이 용탈되어 제거되었기 때문으로 생각된다.

Co, Cr, V는 Mg 나 Fe 같은 주원소 성분을 치환하기 쉬운 것으로 알려지고 있는데, 특히 V는 Fe와 관련성을 가지는데(Evan and Landergren, 1974), 본 지역에서도  $Fe_2O_3$  함량이 5~8%로 높게 나타나는 JH-7, 24, 54, 57 시료에서 V 농도 역시 37~93 ppm으로 다른 시료에 비해 높게 나타난다. Rb은 독자적인 광물을 형성하지 않고, 항상 K-광물에 수반되어 나타나는데(Shaw, 1977), JH-1, 15, 24, 54 시료의 Rb 농도가 75~97 ppm으로 다른 시료에 비해 높게 나타나고  $K_2O$ 의 함량 역시 2~4%로 높게 나타나며 일라이트를 다량 함유하고 있다. 따라서 Rb은 일라이트와 관련되는 것이 아닌가 생각된다.

납석광상에 관련된 미량성분의 분석결과 중 밀양 납석광상(이강원 외, 1993; 문희수 외, 1993)과 경주 납석광상(이재영 외, 1994)의 것과 비교하면, 이 곳의 광상에는 V, Li, Rb 농도가 낮게 나타났으며, 반면에 일부 시료에서 Y의 농도는 매우 높게 나타났다. Y의 농도가 가장 높은 시료에서는 석영과 일라이트의 광물성분을 가지는 것으로 보아, 이 성분도 일라이트와 연관되어 있지 않을까 생각된다.

**Table 4.** Major element composition of the representative altered rocks

(Unit : wt%)

| Type                           | A      |        | B     |        | C     |       | D     |        |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | JH-83  | JH-36  | JH-1  | JH-13  | JH-54 | JH-24 | JH-16 | JH-42  | JH-7  | JH-20 | JH-77 | JH-57 | JH-5  | JH-15 |
| SiO <sub>2</sub>               | 98.21  | 97.41  | 74.35 | 71.87  | 63.27 | 54.95 | 77.92 | 66.00  | 64.32 | 65.79 | 56.90 | 61.18 | 56.55 | 54.99 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.19   | 1.87   | 0.51  | 0.48   | 0.77  | 1.04  | 0.48  | 1.04   | 0.75  | 0.66  | 0.94  | 1.76  | 1.06  | 0.45  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.47   | 0.45   | 17.23 | 15.30  | 16.43 | 17.76 | 16.44 | 16.13  | 18.88 | 27.54 | 27.75 | 26.24 | 31.02 | 32.38 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.12   | 0.15   | 0.05  | 3.82   | 6.96  | 7.92  | 0.77  | 11.05  | 5.34  | 0.59  | 3.85  | 8.83  | 0.96  | 0.72  |
| MnO                            | 0.01   | 0.01   | 0.01  | 0.01   | 0.29  | 0.13  | 0.01  | 0.01   | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01  |
| MgO                            | 0.02   | 0.02   | 0.07  | 0.04   | 3.99  | 4.20  | 0.03  | 0.12   | 0.00  | 0.03  | 0.03  | 0.03  | 0.01  | 0.04  |
| CaO                            | 0.05   | 0.05   | 0.05  | 0.06   | 0.13  | 2.21  | 0.09  | 0.10   | 0.12  | 0.09  | 0.08  | 0.08  | 0.15  | 0.09  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.07   | 0.09   | 0.01  | 0.00   | 0.05  | 1.97  | 0.03  | 0.20   | 0.10  | 0.03  | 0.15  | 0.07  | 0.02  | 0.13  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.01   | 0.01   | 3.65  | 3.66   | 2.23  | 1.93  | 0.21  | 2.01   | 0.33  | 0.24  | 0.09  | 0.62  | 1.54  | 4.15  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.01   | 0.00   | 0.05  | 0.09   | 0.18  | 0.24  | 0.11  | 0.14   | 0.18  | 0.10  | 0.02  | 0.10  | 0.25  | 0.15  |
| L.O.I                          | 0.04   | 0.07   | 3.54  | 4.74   | 5.60  | 7.04  | 3.78  | 3.42   | 7.90  | 5.78  | 5.39  | 5.21  | 7.19  | 6.58  |
| Total                          | 100.19 | 100.13 | 99.52 | 100.06 | 99.91 | 99.40 | 99.86 | 100.21 | 99.41 | 99.40 | 99.49 | 99.50 | 99.12 | 99.69 |

**Table 5.** Trace element analyses of the representative altered rocks

(Unit : ppm)

| Type | A     |              | B            |              | C             |                | D            |  |
|------|-------|--------------|--------------|--------------|---------------|----------------|--------------|--|
|      | JH-36 | JH-1         | JH-54        | JH-24        | JH-7          | JH-57          | JH-15        |  |
| Ba   | 24.19 | <u>522</u>   | <u>623</u>   | 134.7        | 243.1         | 78.60          | 594.3        |  |
| Cr   | 8.396 | 19.2         | 21.63        | <u>66.17</u> | 14.43         | 6.480          | <1           |  |
| Li   | <2    | 17.78        | <u>71.36</u> | 35.86        | 30.67         | <2             | 13.93        |  |
| Zn   | <1    | <1           | <u>163.1</u> | 65.2         | <1            | <u>153.440</u> | <1           |  |
| V    | 6.397 | 19.20        | <1           | 64.19        | 37.08         | <u>93.65</u>   | 39.41        |  |
| Zr   | 10.19 | <u>437.9</u> | 153.6        | 240.3        | <u>375.2</u>  | 19.02          | 222.5        |  |
| Sr   | <1    | 45.27        | 17.59        | 81.63        | <u>512.1</u>  | 57.7           | 133.2        |  |
| Co   | 29.51 | 10.83        | 25.72        | 22.71        | <u>104.52</u> | 3.27           | 7.83         |  |
| Ni   | 4.45  | 5.32         | 17.63        | 12.88        | 16.15         | 9.23           | 1.46         |  |
| Cu   | 11.45 | 14.09        | 22.12        | <u>73.15</u> | 26.14         | 6.92           | 4.08         |  |
| Rb   | 0.14  | <u>97.42</u> | <u>83.77</u> | 61.78        | 10.15         | 16.39          | 76.75        |  |
| Y    | 0.07  | <u>74.44</u> | 20.23        | 29.58        | 11.14         | 1.91           | 19.21        |  |
| Nb   | 6.52  | 12.63        | 5.01         | 7.68         | <u>14.47</u>  | 8.04           | 11.49        |  |
| Pb   | 3.52  | 14.96        | 24.32        | 11.51        | <u>174.33</u> | 18.00          | 57.03        |  |
| Th   | 0.10  | 16.36        | 9.68         | 11.30        | 26.36         | 3.50           | <u>43.25</u> |  |
| U    | 0.14  | <u>5.29</u>  | 2.46         | 2.68         | 4.19          | 0.57           | 3.44         |  |

**납석광상의 형성과정에 관한 고찰**

전술한 광물조합의 분포상태를 바탕으로 A~D의 4개의 변질대로 구분하였다(그림 6). 열수변질대에서 이러한 다양한 변질대의 분포는 동시에 생성되었을 가능성도 있으나 대체로 온도 및 성분 등의 요인에 의한 것으로 생각된다. D조합의 변질대로 갈수록 고온성 광물인 엽납석의 함량이 증가되

며, 전체적으로 엽납석의 함량은 시료에 따라 큰 차이를 나타내었으며, D그룹의 일부 시료에서는 거의 순수한 엽납석이 나타나기도 하는데 이것은 강한 납석화작용의 결과로 생각된다. 황철석과 같은 황화광물이 다량 포함되는 것으로 보아 유황을 상당량 포함하는 산성열수가 관여한 것으로 보인다.

열수변질작용은 열수가 암석과 반응한 결과, 구성광물이나 화산유리가 용해, 분해, 재결정 등이 일

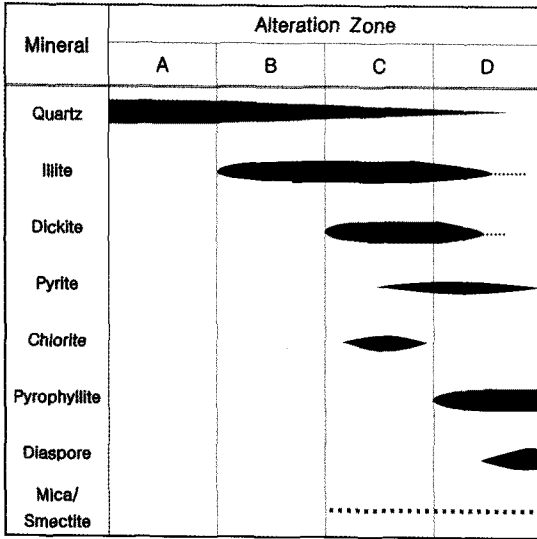


Fig. 6. The variation of mineral assemblage of the Jinhae mine area.

어나서 별개의 광물로 변하는 것과 함께 새로운 광물이 형성되어 암석의 화학성분, 구성광물, 조직 등이 변화하는 것을 말하며, 이러한 변질작용으로 만들어진 산물을 변질광물이라 부른다. 열수변질작용을 일으키는 열수의 상태는 시간에 따라 물리화학적 성이 변화되는 것이기 때문에 변질광물도 변하게 된다. 열수의 물리화학적 성은 온도, 압력, 열수의 화학적 조성 등이 포함된다. 그리고 열수변질작용에 관여하는 것으로는 열수와 암석의 양비(물/암석비)와 반응시간 등에 따라 달라진다. 온도, 압력 이외에 열수용액의 화학 조성은 변질작용을 지배하는 중요한 역할을 한다. 열수의 성질은 변질대에서 나타나는 광물조합을 근거로 유추될 수 있다. 이곳의 광산에서는 석영은 각 변질대에서 거의 대부분 존재하며, 엽납석, 디카이트 등의 변질광물의 산출로 보아, 수소이온의 활동도가 강한 산성열수용액에 의한 변질작용에 의해 광상이 형성된 것으로 사료된다.

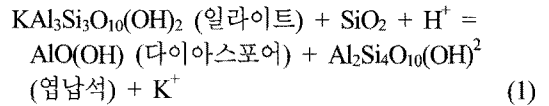
모암이 열수변질을 받아 납석화되는 과정에서 장석류는 산성용액에 의하여 알칼리원소와 규산이 용탈되는데, 예로 약 300°C에서 K-장석은 일라이트가 되고, 안테신은 디카이트로 분해되며, 일라이트는 열수와 계속 반응하여 디카이트로 된다(Hemly and Jones, 1964).

그리고 온도가 조금 더 높아지면 디카이트와 석영대신 엽납석이 안정한 광물이 된다(Montoya and

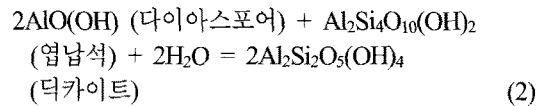
Hemly, 1975). 디카이트는 용탈된 규산과 더욱 반응을 계속하여 엽납석화되며, 일라이트는 규산과 직접 반응하면 엽납석으로 되게 된다.

엽납석의 형성과정에는  $H^+$  이온과  $SiO_2$ 이 필요한데,  $H^+$ 는 열수에서 그리고  $SiO_2$ 는 모암에서 용탈된 것으로 공급될 수 있다.

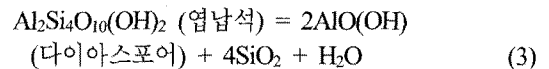
Bryndzia (1988)의 다이아스포어, 납석 형성모형을 기초로 진해납석광상의 다이아스포어 형성과정을 고찰하였다. 석영포화계선 약간 아래에서만 납석과 다이아스포어가 모두 안정하게 형성되는데 용액이 석영으로 포화되어 있다면 반응식 (1)에서처럼 다이아스포어는 준안정하게 형성될 수 있다.



그러나 용액 내에  $SiO_2$ 가 불포화되어 있는 경우, 다이아스포어는 안정하게 형성된다. 그리고 그 다음 변질과정으로 광화용액의 온도가 낮아지면서 다이아스포어와 엽납석이 반응하여 디카이트가 형성된다(식 (2)).



이 과정은 다이아스포어가 엽납석과 반응할 정도로 충분한 양이 있어야 된다는 점과 다이아스포어와 엽납석이 산출되는 곳에 상당한 양의 디카이트가 형성되어야 한다는 점에서 이 단계를 연구지역에 적용시켜 해석하는데 약간의 문제점이 있다. 따라서 반응식 (3)과 같이 충분한 양이 나타나는 엽납석에서 다이아스포어를 형성하는 반응이 일어났을 가능성이 더 높을 것으로 생각된다.



결론적으로 진해납석광상에서 국부적으로 존재하는 다이아스포어는 반응식 (1), (3)에 의해서 형성된 것으로 추측된다. 다이아스포어와 혼재되어 나타나는 디카이트의 형성에 대해서는 야외노두에서 산출되는 디카이트의 양을 고려해보았을 때 반응식 (2)에 의해 형성되었을 가능성은 낮은 것으로

생각된다.

진해납석광상에서 A그룹이 대부분을 차지하고 있는 규석광산에 대한 2004년도 광업진흥공사의 시추조사보고에 따르면 규화암의 모양을 시대미상의 규암으로 기재하였다. 실리카의 함량과 석영의 구성물을 볼 때 규암과 유사한 부분이 있다. 그러나 전체적으로 층리나 층상의 암체를 보이지 않고, 이 주변의 지질 환경에서 퇴적암이나 변성작용이 전혀 나타나지 않았기 때문에 규암의 존재 가능성은 아주 낮다고 생각된다. 그 이외에도 규화암의 성인에 대해 여러 가지 가능성이 있겠지만 그 중에서 고실리카 유문암과 규화작용의 관점으로 고찰해보았다.

먼저 규화암의 모양이 만약 유문암이라고 보면 약 95% 이상의 고실리카 성분의 유문암이 존재할 수 있는지 그렇다면 어떤 메카니즘으로 형성되었는지 매우 흥미롭다. 즉, 고실리카의 마그마로 분화될 수 있는 조건이 특수해야 할 것이기 때문이다. 기존에 보고된 바에 의하면 80% 이상의  $\text{SiO}_2$  함량을 보여도 고실리카 유문암이라고 나타내고 90% 이상은 거의 나타나지 않는다고 보고되고 있다. 유문암질 마그마의 기원과 진화는 몇 개의 주요한 작용에 의한 것으로 여겨지나 아직도 논쟁의 여지가 많이 남아 있는 것으로 나타난다. 그 중에서 액체상태의 열중력 확산은 고실리카 유문암을 생성시킬 수 있는 마그마챔버 분대의 한 방법으로 주장되어 왔다 (Hildreth, 1981). 이 과정은 열과 대류작용에 의하여 유도되는 화학적 작용과 관련되는데 이로 인해 마그마챔버의 천장 부근에는 휘발성 물질이 많아지고 성분의 재배치가 증진되어 실리카의 함량이 높은 유문암을 생성하게 된다. 열중력에 의한 마그마 성분의 분리와 확산의 원리는 실험으로 입증되었다 (Baker, 1990; 1991). 이 방법 역시 마그마챔버의 천장부에 해당하는 마그마 성분의  $\text{SiO}_2$ 는 77%에 불과하다. 그러나 유문암질 마그마의 기원은 명백히 논의의 여지가 아직도 남아있고, 각각의 작용은 특성의 지질환경에서 일어나는 것으로 여겨진다. 맨틀에서 암석의 용융이나 지각암석의 심용작용이 고실리카광물에서 일어나서 액체상태의 열중력 확산을 겪는 과정과 같은 특수한 경우가 일어난다면  $\text{SiO}_2$  함량이 95% 이상 나타나는 가능성도 있을 것으로 사료된다.

마지막으로 기존의 모양이 규화작용을 받아  $\text{SiO}_2$  함량이 95% 이상의 암석이 나타나는 것으로 볼 수 있다. 전술한 열수변질작용으로 납석화가 진행되면서 Al이 상대적으로 Si에 비해 낮은 유동성과 낮은

pH에서 용해도가 높기 때문에 Al은 부화되고 Si는 침출되기 시작한다. 디카이트는 다이아스포어에 비해 Si의 활동도가 높아질수록 더 안정하게 되고 활동도가 높아진 Si는 많은 양의 미정질의 석영을 산출하게 된다. 즉, 디카이트는 다이아스포어의 붕괴로 인해 산출되고 이는 Si의 활동도가 높음을 지시한다고 볼 수 있다(Kim *et al.*, 1994). 변질대에서 Si의 함량은 석영의 용해도에 의해서 조절된다. 산성의 열수용액은 규산염광물로부터 Si를 빠르게 나오게 만들지만, 용액 내 Si는 불안정한 상태로 존재하게 된다. 또한 Si의 높은 함량에도 불구하고 낮은 온도와 산성질 용액 내에서는 석영의 결정형을 쉽게 만들어내지 못한다(Hemely *et al.*, 1980). 낮아지는 pH와 온도로 석영결정을 만들어내지 못하고 Si가 과포화상태에 도달하게 되는 열수는 변질대의 외곽부로 이동하게 된다. 이동된 열수는 230~250°C 이상의 충분한 온도와 높은 pH 환경하에서 미정질의 석영을 산출하게 된다(Fournier, 1986).

진해규석광산의 노천채굴장에 나타나는 규화대의 면적은 약 폭 150 m에 너비 100 m에 나타난다. 또한 다년간 광석이 채취된 점을 고려해본다면 실제 규화대의 규모는 더 컸을 것으로 예상된다. 이러한 규화대의 양상은 성산광산, 옥매산광산, 해남광산 등 해남지역 열수변질광산에서도 잘 나타나고 있는데, 성산광산의 경우는 20 m에서 500 m까지의 폭을 가지며 띠의 형태로 주변질대를 둘러싸며 외곽상부에서 나타나고, 옥매산광산은 변질대의 상부 중심부에서 명반석대와 카올린대에 둘러싸여 나타난다(Kim, 1992). 이들 각각의 변질대는 경계가 뚜렷하지 못하고 점이적인 것이 특징적인데, 이는 진해규석광산과도 유사한 특징으로 규석의 성인에 대해 세 번째 관점인 규화대의 가능성을 높여준다. 그리고 채굴장하부 43~57 m 구간을 시추한 샘플을 분석한 결과 다량의 석영에 약간의 엽납석이 산출되는 것으로 나타났다. 이는 규화대가 납석대의 상부에 존재한다는 것을 말해주며, 전술한 변질대의 구분에서도 나타나듯이 납석대의 범위가 넓게 존재하며 일부 지역의 상부에서 규화대가 존재하는 것으로 예상된다. 납석대가 주로 분포하는 납석광산 쪽은 안산암질 응회암으로 높은 투수성으로 인해 열수변질이 좀 더 용이하게 넓은 범위에서 일어나고 규화대가 나타나는 곳은 유문암질암으로 조직의 치밀함으로 인해 납석화작용이 넓게 일어나지 못하고 좁은 범위에 일라이트대와 카올린대가 협재되어 있는 것으로 나타나는 것으로 생각된다. 다만

규화대가 넓게 나타나는 것은 모암의 성분에서 영향을 많이 받은 것으로 생각되기 때문에 다른 유문암질암에 비해 좀 더 고실리카의 유문암질암일 수도 있을 것으로 생각된다.

광상 내에 금속성의 광물과 세택이 발달되기도 하는데, 폭이 20 cm 정도되는 흑색의 광맥을 분석한 결과, 침철석과 비정질의 철산화물이 주로 포함되고, 황산염광물인 코피아아이트가 수반되었다. 이러한 경우로 보아 철을 포함하는 광화작용이 일부 수반되었음을 알 수 있다.

## 결 언

경남 남부지역의 진해시에 위치하는 납석광상에 대한 광석의 산출상태와 구성광물에 대한 연구 결과를 요약하면 아래와 같다.

1) 이 광상에는, 일라이트, 디카이트, 엽납석, 다이아스포어, 녹니석, 황철석, 침철석, 운모/스메타이트 혼합층광물 등의 다양한 광물종이 산출되었다.

2) 이들 구성광물의 조합을 검토한 결과, A: 석영, B: 석영 + 일라이트, C: 석영 + 일라이트 + 디카이트, D: 엽납석 + 일라이트 + 디카이트 + 다이아스포어의 4개 광물조합으로 구분되었다.

3) 이들 광물조합의 산출상태로 보아, 규화대, 일라이트변질대, 카올린변질대, 엽납석변질대로 구분할 수 있는 것으로 나타났다. 그리고 A 변질대인 규화대는 약 90% 이상의 높은 SiO<sub>2</sub> 함량을 보이고 작은 입자의 석영들로만 거의 구성되어 있는 특징을 보였다. 이 규화대를 제외한 변질대에서는 구성광물의 특징으로 보아 B-C-D의 순서로 납석화가 진행되어 변질강도가 증가하는 것으로 나타났다.

4) 이 광상의 모암은 유문암질암, 안산암질 응회암 및 화산 각력암 등의 화산암이며, 모암의 차이에 따라 변질대 분포양상이 다소 다르게 나타났다. 규화암을 채굴하는 모암은 유문암질 암석이 규화변질작용을 받아 형성된 것으로 사료된다.

5) 광물의 모암인 화산암이 수소이온 및 실리카의 활동도가 높은 산성열수용액에 의해 변질작용을 받아 납석광상이 형성되었으며, 그 중에서 엽납석 변질대가 가장 고온의 환경에서 생성된 것으로 사료된다.

6) 일부 광석에서 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>의 함량이 30% 이상이며, 디카이트, 엽납석, 다이아스포어 고알루미나 함유 광물이 많아 고품위 내화재나 알루미늄 자원으로서의 가치도 평가해볼만한 것으로 사료된다.

## 사 사

이 논문은 2008년 한국지질자원연구원에서 주관하는 “국내 전략광물자원 재평가와 광상탐사 요소기술개발”의 일부 위탁과제로 수행되었으며, 이에 감사한다.

바쁜 와중에도 세심히 논문심사를 해주시고 유익한 조언을 주신 한국원자력연구소 고상모 박사님과 경상대학교 조현구 교수님께 감사드립니다.

## 참고문헌

- 고상모, 김문영, 김대업, 김용욱, 김수영, 이한영, 高木哲一, 内藤一樹, 須藤定久, 이현구 (2000) 한국과 일본의 비금속광물자원에 대한 조사연구. 과학기술부, KR-00(T)-19, 158p.
- 고정선, 김은희, 윤성호 (2004) 부산 가덕도 지역 백악기 화성암류에 대한 암석학적 연구. 한국암석학회, 13, 47-63.
- 김동학, 황재하, 박기화, 송교영 (1998) 한국지질도(1:250,000) 부산도폭 및 설명서. 한국지질자원연구원, 62p.
- 김영희, 문희수, 김종환, 유장한, 김인준 (1990) 전남 옥매산광상의 열수변질작용 및 광상광물에 대한 광물학적 연구. 광산지질, 23, 287-308.
- 김종환, 고상모 (1989) 밀양-양산지역 납석광상의 광화작용에 관한 연구. KR-89-(B)-21, 1-44.
- 김종환, 김정택 (1963) 한국지질도(1:50,000) 마산도폭 및 설명서. 국립지질조사소, 26p.
- 노진환, 고상모 (2005) 국내산 납석의 부존현황 및 광물특성. 광물과 산업, 18, 1-17.
- 대한광업진흥공사 (2004) 피앤엠마이닝광산 시추결과 보고서.
- 문희수, 김영희, 김종환, 유장한 (1990) 해남지역 화산암류와 납석 및 고령토 광상의 K-Ar 연대. 광산지질학회지, 24, 135-141.
- 문희수, 이강원, 송윤구 (1993) 밀양 납석광상에서 산출되는 단괴의 광물조성. 광산지질, 26, 455-464.
- 문희수, 송윤구 (1992) 전남 해남지역 납석, 명반석 및 도석광상의 분포, 광물조성 및 형성기구. 광산지질, 25, 41-50.
- 박희인 (1988) 활석 및 납석광상, 한국의 지질과 광물자원. 연세대학교 지질학과 동문회, 서울, 367-373.
- 상기남 (1986a) 한반도 남부지역 고령토-납석광상 생성기구. 광산지질, 19, 101-114.
- 상기남 (1986b) 한반도 남부지역 고령토-납석광상 생성기구. 광산지질, 19, 43-52.
- 상기남 (1992) 영남지역 고령토-납석광상의 성인연구. 광산지질, 25, 43-52.
- 신상은, 박홍봉 (1990) 전남 서남부지역의 납석, 고능석과 명반석광상의 광물조성 및 지구화학적 특성에 대한 연구. 광산지질, 23, 11-23.

- 이강원, 문희수, 송윤구, 김인준 (1993) 밀양 납석광상의 모암 변질작용과 생성환경. 광산지질, 26, 289-309.
- 이재영, 최욱진, 김종근, 김상욱 (1994) 경주납석광상의 열수변질작용에 따른 원소함량의 변화, 자원환경지질학회지, 27(1), p. 1-9
- 이하영, 김상욱 (1964) 한국지질도 (1:50,000) 김해도폭 및 설명서. 국립지질조사소, 28p.
- 장태우, 강필중, 박숙환, 황상구, 이동우 (1983) 한국지질도(1:50,000) 부산-가덕도폭 및 설명서. 한국동력자원연구소, 20p.
- 전효택, 정영욱, 김인준 (1991) 경남 및 전남일부 납석광상의 산소-황-동위원소 조성과 광상성인. 광산지질학회, 24, 97-105.
- 정영욱, 전효택 (1990) 전남 화순 다도 및 해남지역 납석광상의 지구 화학적 연구, 한국자원공학회지, 27, 63-76.
- 조현구 (1998) 납석(pyrophyllite)광상. 한국의 광상, 박희인교수 정년퇴임기념집, 189-205.
- 조형성, 김종선, 이정환, 정종욱, 손문, 김인수 (2007) 진해시 남동부 화성쇄설암 내 화강암편의 특징과 증서적 의미. 한국암석학회지, 16, 116-128.
- Bailey, S.W. (1980) Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. Clay Minerals 15, 85-93.
- Baker, D.R. (1990) Chemical interdiffusion of dacite and rhyolite: anhydrous measurements at 1 atm and 10kbar, application of transition state theory, and diffusion in zoned magma chamber. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 407-423.
- Baker, D.R. (1991) Interdiffusion of hydrous dacitic and rhyolitic melts and the efficacy of rhyolite contamination of dacitic enclaves. Contributions to Mineralogy and Petrology, 106, 462-473.
- Brindley, G.W. and Wardle, R. (1970) Monoclinic and triclinic forms of pyrophyllite and pyrophyllite anhydride. Am., Mineral., 55, 1259-1272.
- Bryndzia, L.T. (1988) The origin of diaspore and pyrophyllite in the Foxtrap pyrophyllite deposit. Avalon peninsula, Newfoundland: A reinterpretation. Econ. Geol., 83, 450-453.
- Evan, H.T. and Landergren, S. (1974) Vanadium: Handbook of geochemistry. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg., 23p.
- Fournier, R.O. (1986) The behavior of silica in hydrothermal solutions. In Reviews in Economic Geology., Berger, B.R. and Bethke, P.M. (Eds.), 2, 45-61.
- Hemley, J.J. and Jones, W.R. (1964) Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism, Econ. Geol., 59, 538-569.
- Hemley, J.J., Hoster, P.B., Gude, A.J., and Mountjoy, W.T. (1969) Some stability relations of alunite, Econ. Geol., 64, 599-612.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W., and Luce, R.W. (1980) Equilibria in the system  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  and some general implication of alteration/mineralization processes. Econ. Geol., 75, 210-228.
- Hildreth, W. (1981) Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. Journal of Geophysical Research, 86, 10153-10192.
- Kim, I.J. (1992) Alteration zoning, mineral assemblage and geochemistry of the hydrothermal clay deposits related to Cretaceous felsic magmatism in the Haenam area. Southwest Korea, Jour. Korean Inst. Mining Geol., 25, 397-416.
- Kim, S.J., Choo, C.O., and Kim, W.S. (1994) Mineralogy and genesis of hydrothermal deposits in the Southeastern part of Korean peninsula : (5) Deogbong napseok deposit. Journal of the Mineralogical Society of Korea, 7, 25-39.
- Montoya, J.W. and Hemley, J.J. (1975) Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alterations. Econ. Geol., 70, 577-594.
- Murata, K.J. and Norman, M.B. (1976) An index of crystallinity for quartz, Amer. Jour. Sci., 276, 1120-1130.
- Newman, A.C.D. and Brown, G. (1987) The chemical constitution of clays. In: A.C.D. Newman, Editor, Chemistry of clays and clay minerals, Mineralogical Society Monograph No. 6, John Wiley & sons, New York, 1-128.
- Shaw, D.M. (1977) Trace element behavior during anatexis. In Magmagenesis. H. J. B. Dick, Bulletin 96, Oregon Dept. of Geology and Mineral Industries, 189-213.

접수일(2009년 2월 20일), 수정일(1차 : 2009년 6월 22일), 게재확정일(2009년 6월 29일)