Jour. Korean Inst. Mining Geol.
Vol. 26, No. 3, p. 349-361, 1993.

# 慶尙盆地 北東部, 盈海·盈德一帶의 花崗岩質岩의 黑雲母와 角閃石의 進化經路

李倫鐘* · 金重旭** · 鄭遠佑***

# Evolution Trends of Biotite and Hornblende in Granitic Rocks from Yonghae-Yongdok Area, Northeastern Gyeongsang Basin, Korea

Yoon-Jong Lee*, Joong-Wook Kim** and Won-Woo Chung***

ABSTRACT: The granitic rocks in the study area are divided into the schist and gneiss complex, Yongdok pluton, Yonghae pluton and Onjong pluton by their texture, fabric and relationship to the adjacent rocks in the field. Schist and gneiss complex occurs as xenolith or roofpendant in the Yongdok, Yonghae and Onjong plutons. The Yongdok pluton occurs in association with pegmatite and aplite in many places of its pluton. In the field it is obviously clarified that the Yongdok pluton is unconformably overlay by the Cretaceous sedimentary rocks. The Yonghae and Onjong plutons are gradationally changed each other, and these plutons truncate both the Yongdok pluton and the Cretaceous sedimentary rocks.

Petrographically, the Yongdok pluton consists of granodiorite and granite with minor quartz monzonite. The Yonghae pluton is composed of diorite, quartz diorite, tonalite, and granodiorite. The Onjong pluton also ranges granodiorite to granite. Both the Yongdok and Yonghae-Onjong plutons are different in the constituent minerals, such as alkali feldspar, myrmekite, mica, sphene and mafic minerals. This suggests that each pluton might have been different crystallization sequence and characteristically different gological history during the crystallization period.

Iron/magnesium ratio in biotite and hornblende from both the Yongdok and Yonghae-Onjong plutons gradually decrease as the differentiation index increasing in the whole rock. The decrease of this ratio strongly depend on the increase of opaque mineral contents.

From the results of chemistry in the whole rocks and some mafic minerals, it is suggest that the granite plutons of the two different geological ages would have been suffered the environment of high oxygen fugacity in the process of magmatic emplacement and during the crystallization period.

## 序 論

盈海-盈德지역 (이하 本域이라 칭함)은 화강암질암류가 남북으로 길게 저반을 이루면서 남쪽의 영덕군 장사에서 북쪽의 울진군 온정면 일대까지 남북 약 50 km, 동서로 해안선에서 내륙으로 10~20 km 범위에 분포하고 있다.

본역에 대한 기존 연구는 도폭조사의 일환으로 실시된 지질조사로서 영해 및 영덕도폭 (Hatae, 1936), 평해도폭 (김옥준 외, 1963), 청하도폭 (김옥준 외, 1968), 영양도폭 (김상욱, 박봉순, 1970) 및 청송도폭 (이홍규, 홍승호, 1973) 등이 있다. 그 외에 본역에 분포하는 鑛床들에 대하여 대장철산조사 (김선억, 1964), 김수영 (1981)의 소보광산과 부근암체에 대한 변질과 광화작용, 김수영 등 (1981)의 평해남부지역 광화대 연구와 강준남 (1985)의 동접광산 시추조사 등이 있다. 온정리 일대의 심성암류에 대해서는 Rb/Sr年代測定 (주승환 외, 1982)과 fission track 연대측정 (Jin, et al., 1984)이 발표되어 있다. 그후 김중욱 (1988)은 전반적인 암석학적 연구를 통하여 본역의 深成岩 底盤體는 貫入時期가 서로 다른 암체들로 구성되어 있음을 밝혀서, 單一 火成活動의 결과로 해석하는 Hatae (1936), 김옥준

* 경북대학교 지구과학교육과 (Dept. of Earth Science Education, Kyungpook National University, Taegu, 702-701, Korea)
** 대구교육대학교 과학교육과 (Dept. of Science Education, Taegu National University of Education, Taegu, 705-715, Korea)
*** 경북대학교 과학교육연구소 (Science Education Research Institute, Kyungpook National University, Taegu, 702-701, Korea)

외 (1963, 1968) 및 김옥준 (1971)의 견해와 달리 두 화성활동의 결과로 형성되었음을 示唆하였다.

본 연구는 본역의 화강암질암류를 야외조사와 암석기재로 심성암 저반체를 세밀히 분류한 후, 경하에서 암체별 조암광물의 산출형태와 조성을 비교하고 동시에 유색광물 중 흑운모, 각섬석 및 자철석을 EPMA로 분석하여 그 광물조성으로부터 마그마의 분화경향을 類推하고자 하는데 있다.

## 一般地質

### 地質概要

본역의 지질은 Fig. 1에서 보면 북쪽의 편암 및 편마암 복합체가 基盤岩을 이루고 있으며, 연구지역 중앙에 화강암질암이 단일 底盤體로 노출되어 있다. 이 저반체 주변에 중생대와 제삼기 퇴적암류가 분포하여 화강암질암과 境界를 취하고 있다.

본역의 構造線들은 대체로 남북 방향, 북서-동남계의 방향으로 발달된 斷層들로 구분되고 있다 (원종관 등, 1978). 구조선 중에는 남북계통이 가장 현저하며 地質分布 및 地形을 지배하고 있다. 대부분의 단층들은 구조선의 동측괴가 함몰한 正斷層의 양상을 보이며 경사는 70도 내지 수직에 달하고 있다.

Hatae (1936)는 본역 화강암질암체가 인접하는 중생대 퇴적암류인 경상계 오천동층을 관입하는 사실로 미루워 화강암질암체를 佛國寺統의 화강암으로 보고하였다. 그러나 김옥준 외 (1963, 1968)와 김옥준 (1971)은 본역 화강암질암이 울련산층 (온정지역)과 가송동층 (장사지역)에 피복하는 증거를 제시하여 大寶 花崗岩이라 보고하였다. 그러나 주승환 외 (1982)와 Jin, et al. (1984)의 연대측정 자료와 강준남 (1985)의 시추코어 자료들을 분석해 보면 화강암질암이 대보 화강암류나, 불국사 화강암류 양쪽에 해당될 수 있음을 시사하고 있다.

이러한 연구자료를 고찰할 때 본역 화강암질암류는 일률적으로 어느 特定 時期에 국한된 심성암뿐만이 아니고 다른 시기의 관입암체도 존재할 수 있다는 假定下에서 야외조사를 실시하고 암체분류와 암석기재가 이루워 졌다.

### 岩體分類 및 岩石記載

위와 같은 연구자료에 기초를 두어 다음과 같은 관점

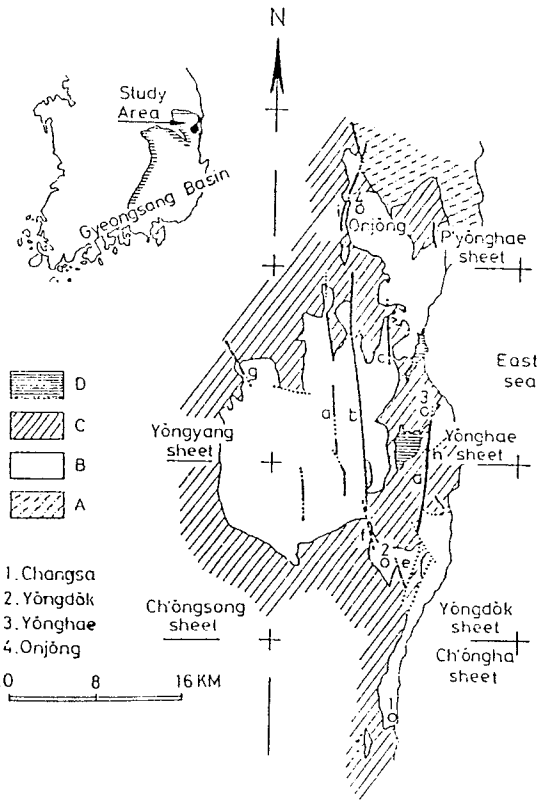


Fig. 1. General geology and tectonic lineament in the Yongdok-Onjong area. A; Schist and gneiss complex, B; Granitic rocks; C; Mesozoic sedimentary rocks, and D; Tertiary sedimentary rocks.

즉 암석의 組織과 석리 (fabric), 조암광물의 모드조성에 의한 岩相變化, 지형 및 구조선과 관련한 산출형태 (occurance mode), 인접암과 相互關係 등으로 암체를 세분하였다.

본역의 화강암질암류는 야외에서 다음 네개의 암체로 구분이 가능하다. 즉 편암 및 편마암 복합체로 지칭되는 포획암류, 카리장석이 반정이며 微斜長石 構造를 갖는 영덕암체, 섬록암, 토날라이트 및 화강섬록암 영역이며 카리장석이 정장석상인 영해암체와 화강섬록암과 화강암으로 구성되고 카리장석이 정장석상인 온정암체로 대분할 수 있다 (Fig. 2).

각 암체별 대표적인 시료의 모드분석 자료 (김중욱, 1988)로부터 석영, 카리장석 및 사장석의 조성비 (Fig. 3)를 제시하면 본역 화강암질암류의 암체별 岩型分布 範圍는 다음과 같다.

본역 암체중 영덕암체는 대부분 화강암류에 속하며 분

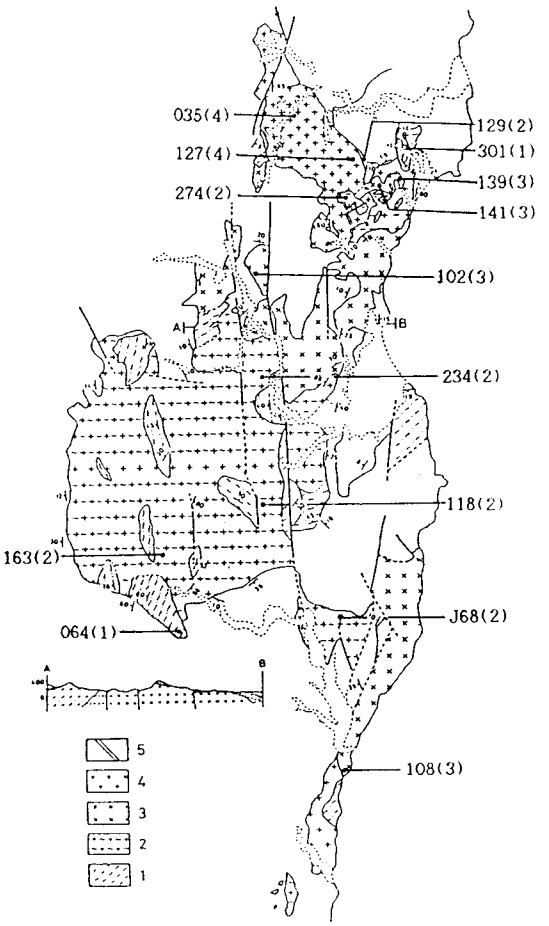


Fig. 2. Detailed geologic map of the granitic rocks and sampling localities in the study area. 1; Schist and gneiss complex, 2; Yongdok pluton, 3; Yonghae pluton, 4; Onjong pluton, and 5; Acidic dike. Numbers in parentheses at the samlping number's side coincide with the legends of each pluton, respectively.

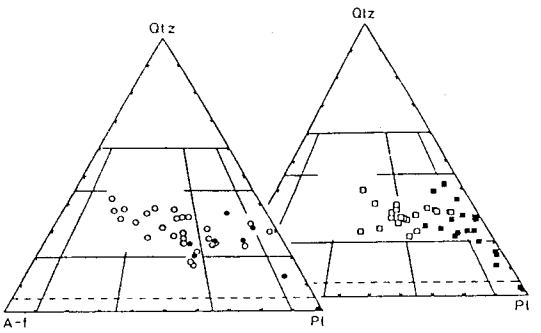


Fig. 3. Modal quartz (Qtz)-alkali feldspar (A-F)-plagioclase (Pl)triangular diagram of the granitic rocks. Solid circle; schist and gneiss complex, open circle; Yongdok pluton, solid square; Yonghae pluton, and open square; Onjong pluton.

포암형은 토날라이트에서 화강암, 석영몬조니암 영역에 분포하고 섬록암류는 발견되지 않는다. 盈德岩體내의 페그마타이트 또는 반화강암 암맥으로 산출하는 시료들도 점시한 결과, 화강암 영역에 해당되어 조립 내지 중립인 화강암의 분포 영역과 합치하는 것으로 나타났다. 포획암류인 편암 및 편마암 복합체는 섬록암류와 화강암류로 산출하며 대부분은 화강섬록암과 화강암사이 변에 이르기까지 분포하고 있다. 포획암류는 영덕암체의 화강암류보다 석영과 카리장석의 구성비에서 낮은 편이다.

盈海岩體는 섬록암류 및 화강섬록암류로 대분되며 분포암형은 섬록암, 석영-몬조섬록암, 토날라이트 및 화강섬록암으로 산출한다. 광물의 구성비는 섬록암에서 보면 石英 모드량이 증가하는 쪽으로 진행하면서 동시에 카리장석 모드가 함께 增加하고 있다.

溫井岩體는 일반적으로 화강암류에 속하며 분포암형은 화강섬록암과 화강암으로 산출한다. 이 암체는 전술한 영해암체보다 구성 광물비에서 석영보다 카리장석 모드가 증가한 점이 특징이다.

### 편암 및 편마암 복합체

포획암으로 산출하는 이 암체는 현정질 입상이고 타형 광물립들이 모자익 (mosaic)상을 하고 있어 그래노블래스틱 조직을 형성하고 있다. 편암류중에 흑운모-각섬석 편암 및 운모편암은 엽리가 있으며, 노두에서 보면 엽상으로 쪼개어진다. 엽리의 주향은 대체로 북동과 북서이며, 그 방향이 一貫性이 없게 나타남은 후기의 심성암 관입에 수반하여 교란된 것으로 판단된다. 함규회석 대리암은 결정질로 산출한다. 縞狀 및 眼球狀 편마암중에 조립광물립들이 신장되어 전체적으로 편마상 구조를 보이며, 그중에 호상편마암은 felsic한 부분과 mafic한 부분이 서로 호상을 이루며 곳에 따라서는 일차 퇴적구조가 남아있다. 안구상 편마암은 이들에 협재된 채로 노두에서 관찰된다.

각섬암 (amphibolite)은 중립의 각섬석, 흑운모 및 사장석으로 구성되고 이들이 평행한 배열로 엽리를 강하게 나타낸다. 각섬석은 세립의 사장석 및 인회석과 스펜 등을 포유물로 수반하면서 포이킬로블래스틱 (poikiloblastic)조직을 보이는 것이 보통이다.

### 盈德 岩體

본 암체는 카리장석이 반정 (megacryst)으로 산출하고

미사장석이며 대부분이 자형이다. 연변부에서는 둥근타형으로 산출하기도 하며, 일부지역은 사장석과 석영의 間隙에서 불규칙한 粒狀으로 존재한다. 육안으로 반정은 칼스바드 쌍정을 식별할 수 있으며, 또한 세립의 광물립을 포함하는 포이킬리틱구조를 보인다. 반정을 제외한 석영, 장석은 전역에서 입상조직을 보여 육안으로 광물의 배열(orientation)을 확인할 수 없으나, 유색광물들은 석영과 장석의 연변부에, 혹은 두 광물립의 둘레에 산출하며 간극에서 약간 신장된 흔적을 보인다.

유색광물의 배열은 전 지역에 걸쳐 아주 뚜렷하지 않으나 편마암을 관입한 접촉부 (very contact)와 그 緣邊部에서 뚜렷하게 엽리가 있으며 암체의 중심부로 갈수록 식별할 수 없을 정도로 葉理가 미약해지며 때로는 엽리가 거의 나타나지 않아 塊狀에 가깝다.

편마암을 직접 관입한 경계부의 암상은 페그마타이트 내지 세립의 우백질 반화강암이 대부분이나 알카리장석 반정이 있는 암상도 몇 곳에서 확인된다.

경하에서 보면 괴상인 반화강암은 세립의 등립질이며 석영과 미사장석은 타형이고, 사장석은 드물게 자형이나 대부분 반자형이며 부분적으로 결정면의 발달을 확인할 수 있어 반자형 입상조직에 해당한다.

전형적으로 미사장석 반정을 포함하는 암상은 반화강암 암맥보다 사장석의 상당량이 자형이고, 그외 반자형이 우세하다. 그러나 후기의 밀메카이트화 및 알바이트화 작용 등으로 일부 장석 결정들의 돌출 및 만곡 현상이 관찰되지만 암석의 원래 조직은 반자형 입상조직을 반영하고 있다. 그러나 연구지역의 북부인 삼율지역에 부분적으로 분포한 반화강암은 석영 및 장석립들이 타형으로서 결정면의 발달이 거의 없다. 특히 입자들이 서로 120도로 삼접점 (triple junction)을 이루어 모자익상으로 타형입상 (xenomorphic granular) 조직을 나타내고 있다. 위의 두 반자형 입상조직 및 타형 입상조직은 북부 삼율지역 영덕암체에서 모두 나타나나 지역적으로 조직의 분포가 규칙성이 없어 세분하지 않았다. 세립 우백질과 조립이며 반자형 및 타형 입상조직의 산출, 카리장석 반정의 유무 등은 영덕암체의 특성으로 페그마타이트, 세립 반화강암 암맥 및 조립질인 암상이 공존한다.

삼율 서부에 있는 암상은 변형에 의하여 깨어진 석영립들 사이를 세립 카리장석과 사장석들이 채워져 있는 그래노블래스틱에 근접하는 조직이 산출한다.

영덕암체는 세립 반화강암 암맥 외에 석영맥이 산출하며 백운모가 수반되어 있기도 하다. 또한 후기에 관입한 산성암맥으로 felsite가 도처에 산출한다. 이 암맥은 영해 및 온정암체에도 산출하고 있어 본역 화강암질암류 전반에 관입하고 있다.

### 盈海岩體와 溫井岩體

영해암체는 암상이 섬록암, 토날라이트 및 화강섬록암 영역이며, 온정암체는 화강섬록암과 화강암 범위이다. 이 두 암체는 연변에서 서로 漸移的인 關係 (Fig. 2)이며, 암상 및 조직상에 있어서 공통점이 많다. 따라서 Streckeisen (1976)의 암형분류 (Fig. 3)에 의하면 두 암체는 전체적으로 섬록암류와 화강암류로 대분된다. 이 암류들이 영해, 영덕 및 온정리 일대에서 영덕암체와 편암 및 편마암 복합체를 관입하고 있다 (김중욱, 1988). 이들은 모두 중립 및 조립질로서 등립의 광물립에 의하여 괴상 (massive)으로 나타나며, 전형적인 반자형 입상조직을 보여준다. 암상의 주 특징은 유색광물중에서 흑운모와 각섬석이 自形이나 集合體로 산출하는 점이라 할 수 있다.

섬록암류에서 각섬석은 흑운모와 함께 집합체 (aggregate)를 이루어 공생하고 있으며, 경하에서 보면 각섬석 내에서는 세립의 사장석을 포유 (inclusion)하고 있거나 중립의 사장석은 각섬석과 연정을 이루고 있다. 석영과 정장석상은 아주 세립으로 각섬석과 사장석립의 사이에서 간극상 (interstitial form)으로 산출하여 이들 間隙狀의 입도가 증가하면서 석영과 정장석의 모드가 증가한다.

영해암체 중 섬록암, 토날라이트 및 화강섬록암간의 관계는 야외노두에서 암상의 변화로 보아 점이적 관계인 것으로 생각된다. 암체의 대부분 암상은 토날라이트와 화강섬록암에 해당하나 섬록암의 암상은 기반암과의 접촉부에서 국지적으로 분포하고 있다. 이 지역에서 접촉부의 스카른 분포 (김선억, 1964)와 스카른 광상대 (김수영 외, 1981)쪽으로 갈수록 유색광물량이 증가하여 암상이 섬록암이 되며, 만산리 일대에서도 섬록암에서 삼율쪽으로 갈수록 유색광물량이 감소하여 화강섬록암으로 점변한다. 토날라이트-화강섬록암의 암색은 청회색을 띠는데 회색인 사장석과 유색광물의 색에 기인되고 있다. 유색광물은 주상의 각섬석과 흑운모가 대부분으로 중립질 (평균 3~4 mm)이다. 주변암과 접촉부 근처의 일부 노두에서 각섬석 결정과 유색광물이 집중된 포유물 (평균 15 cm)이 편평하게 선상으로 배열하나, 암체의 내측에서는 괴상을 보인다. 석영과 정장석은 유색광물과 사장석립의 간극을 채우며, 유색광물보다 세립이며 대부분은 불규칙한 모양이나 섬록암에서 보다는 他形粒이 점차 커져서 모드량이 증가

한다.

온정암체는 화강섬록암-화강암이 분포하며 카리장석(정장석상) 모드량의 증가가 뚜렷하고 유색광물이 감소하여서, 전기한 영해암체가 검거나 青灰色으로 보임에 반하여 淡紅色을 띠는데 정장석의 색에 기인되고 있다. 암석조직은 조립 등립상이며 괴상을 보여준다. 흑운모는 板狀으로 각섬석은 주상으로 대부분 자형립을 이루고 있다. 석영과 정장석의 양은 증가하였으나 영덕암체처럼 반정으로 산출하지 않는다. 사장석은 單册狀으로 자형을 보이고 정장석은 사장석 및 유색광물 사이에서 혹은 그들을 포유하여 포이킬리틱 조직을 보인다.

석영은 보통 타형립으로 나타나며 정장석과 접하고 있으며, 장석과는 불규칙하게 연정관계를 보여준다. 석영립 속에는 정장석이 가늘게 string 형태로 잔류되어 있다. 이와 같은 석영과 정장석의 동시 정출흔적은 변성퇴적암과의 접촉부에서 文象組織의 존재로 알 수 있다. 이 암체는 경하에서 밀메카이트의 발달을 인지할 수 있으나, 그 성장정도는 초기에 해당하여 편마암이나 영덕암체 내에 발달한 밀메카이트의 모드 및 quartz bleb의 양상과는 뚜렷한 차이가 있다.

## 유색광물 기재

영덕, 영해 및 온정암체를 유색광물 모드량에 의하여 분류 (Streckeisen, 1976)하면 Fig. 4와 같다. 암체들은 우백질 및 중흑질 범위의 유색광물 모드를 갖고 있다. 영덕암체는 화강암과 석영몬조니암에서 優白質이 두드러지며 화강섬록암에서 우백질과 中黑質의 경계부에 있으나 일반적으로 우백질로 대표된다. 그러나 영덕암체를 관입한 영해 및 온정암체는 거의 모두 중흑질의 유색광물 모드를 갖는 것으로 나타난다.

### 黑雲母

흑운모는 본역 화강암질암류에서 신선하게 산출하기도 하나, 일부지역에서 대개 공통적으로 변질을 받아 녹염석화나 綠泥石化되어 있다. 녹염석은 입상으로 산출되나 녹니석은 판상으로 흑운모의 형태를 그대로 간직하고 있는 것이 보통이다. 또한 흑운모의 벽개면을 따라 변질되어 렌즈상 (lenticular)을 이루며 녹니석, 자철석, 석영 및 기타 판상광물이 산출한다. 일부 흑운모는 각섬석과 수반되어 共生關係로 정출하는 양상도 보이고 있다. 이들 간의 철-마그네슘 분별정출 관계는 유색광물 화학조성에서 다루기로 한다.

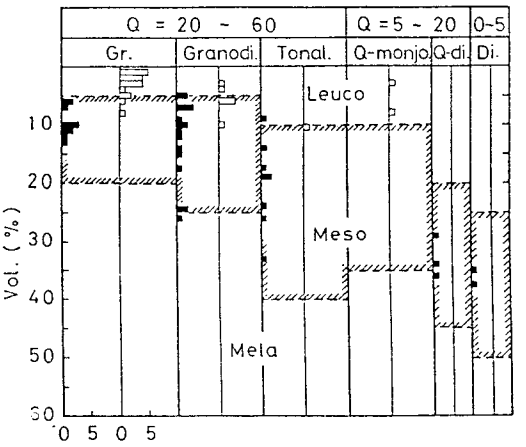


**Fig. 4. Mafic mineral content of the rock types in the granitic rocks. I; Yonghae-Onjong pluton, II; Yongdok pluton, Leuco.; Leucocratic, Meso.; Mesocratic, and Mela.; Melanocratic.**

흑운모의 산출상태는 영덕암체에는 細粒이고 자형으로 거의 광물립 사이에서 광물의 둘레를 따라 산출하고 있다. 영해와 온정암체에서는 조립이며 인접광물과 서로 intergrowth의 연정 양상이 지배적이다. 본역암체에서 흑운모들의 벽개면이 직선인 것과 완곡하게 휘어진 것의 두 양상이 같은 박편에 함께 나타난다. 관찰되어지는 석영의 파동소광도 고려하면 광물정출 후 암체에 작용한 횡압력에 의한 것으로 사료된다. 그외 백운모는 영덕암체 내에 흑운모와 공생관계로 수반하여 산출하며 자형이다. 또한 변질된 카리장석과 사장석내에도 산출한다. 그외 盈海와 溫井岩體 내에는 전연 산출하지 않고 있다.

### 角閃石

본역 화강암질류 내의 각섬석은 대체로 흑운모가 변질받은 정도보다 신선한 편이다. 본역 전반에 걸쳐 흑운모와 공생하는 각섬석들을 관찰해 보면 두 광물중 어느 한 광물만 변질받고 있음이 특징적이다. 이런 變質帶가 일관성을 찾을 수 없어 지역적으로 세분하기 어려웠다. 변질물은 녹염석과 녹니석으로 산출한다.

결정형은 대개 주상 결정이 흔하나 rhombic한 단면을 보이며, (110) 벽개면이 발달해 있고 (100) 쌍정을 관찰할 수 있다. 일반적으로 자형이 대부분이나 사장석과 連晶을 이루며 반자형도 산출한다.

흑운모와 각섬석 두 광물 중 선택적인 변질관계로 보아 변질을 수반한 열수용액의 온도가 지역적으로 서로 달랐

Table 1. Analyses of major oxides in granitic rocks.

| | 064 | 163 | M234 | 301 | 129 | J68 | 274 | 141 | 102 | 108 | G139 | 127 | 035 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 61.60 | 69.90 | 69.95 | 70.15 | 70.65 | 72.60 | 73.15 | 51.10 | 61.35 | 65.00 | 65.15 | 66.45 | 70.05 |
| $TiO_2$ | 0.56 | 0.42 | 0.42 | 0.42 | 0.25 | 0.29 | 0.17 | 0.85 | 0.75 | 0.56 | 0.42 | 0.13 | 0.56 |
| $Al_2O_3$ | 16.67 | 15.91 | 15.61 | 14.95 | 17.32 | 14.37 | 13.90 | 18.89 | 17.13 | 16.37 | 16.58 | 16.68 | 15.47 |
| $Fe_2O_3$ | 3.10 | 1.17 | 1.41 | 1.49 | 1.49 | 1.09 | 1.11 | 6.16 | 2.63 | 2.23 | 2.44 | 2.31 | 1.47 |
| FeO | 1.16 | 1.55 | 0.98 | 1.05 | 0.68 | 1.08 | 0.05 | 2.66 | 2.39 | 2.00 | 1.98 | 1.56 | 1.15 |
| MnO | 0.13 | 0.03 | 0.03 | 0.06 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.16 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.06 |
| MgO | 2.44 | 0.97 | 0.87 | 0.64 | 0.41 | 0.89 | 0.19 | 5.80 | 2.84 | 2.34 | 1.99 | 1.39 | 0.95 |
| CaO | 4.60 | 2.97 | 2.01 | 1.26 | 1.70 | 1.42 | 1.26 | 9.14 | 4.80 | 4.20 | 3.94 | 3.24 | 2.65 |
| $Na_2O$ | 5.90 | 4.50 | 3.99 | 4.52 | 4.52 | 3.81 | 5.16 | 2.60 | 3.17 | 2.97 | 3.30 | 3.40 | 3.20 |
| $K_2O$ | 2.52 | 1.35 | 3.37 | 4.26 | 3.77 | 2.90 | 4.31 | 0.81 | 2.25 | 2.44 | 2.20 | 3.49 | 3.18 |
| $P_2O_5$ | 0.22 | 0.13 | 0.16 | 0.13 | 0.06 | 0.07 | 0.02 | 0.13 | 0.12 | 0.10 | 0.13 | 0.12 | 0.10 |
| lg.loss | 0.75 | 0.59 | 0.69 | 0.79 | 0.86 | 0.93 | 1.12 | 1.18 | 2.23 | 1.60 | 1.51 | 1.09 | 0.80 |
| Total | 99.65 | 99.49 | 99.49 | 99.72 | 99.64 | 99.50 | 100.46 | 99.48 | 99.73 | 99.89 | 99.73 | 99.70 | 99.64 |
| Qz | 6.39 | 28.80 | 27.05 | 22.78 | 22.35 | 33.11 | 22.89 | 6.17 | 18.82 | 24.55 | 24.84 | 23.15 | 30.82 |
| Or | 14.84 | 8.10 | 20.26 | 25.49 | 22.52 | 17.55 | 25.55 | 4.90 | 13.73 | 14.83 | 13.37 | 20.74 | 19.27 |
| Ab | 52.70 | 40.97 | 36.38 | 41.01 | 40.94 | 34.97 | 46.38 | 23.85 | 29.34 | 27.37 | 30.42 | 31.08 | 29.39 |
| An | 11.48 | 14.10 | 9.08 | 5.46 | 8.12 | 6.74 | 2.00 | 38.29 | 23.78 | 20.76 | 19.23 | 15.60 | 12.80 |
| Co | – | 2.15 | 2.34 | 1.00 | 3.01 | 2.83 | 1.12 | – | 1.14 | 1.59 | 2.12 | 1.93 | 2.42 |
| Di | 7.86 | – | – | – | – | – | 1.05 | 5.80 | – | – | – | – | – |
| Hp | 2.82 | 3.74 | 2.45 | 1.80 | 1.15 | 3.04 | – | 13.59 | 8.99 | 7.46 | 6.48 | 4.57 | 2.70 |
| Il | 0.77 | 0.59 | 0.59 | 0.59 | 0.35 | 0.41 | 0.07 | 1.20 | 1.07 | 0.80 | 0.60 | 0.18 | 0.79 |
| Mt | 1.51 | 1.23 | 1.41 | 1.57 | 1.06 | 1.16 | – | 4.49 | 2.83 | 2.38 | 2.61 | 2.45 | 1.53 |
| Hm | 1.13 | – | 0.05 | – | 0.33 | – | 0.77 | 1.38 | – | – | – | – | 0.02 |
| Ap | 0.45 | 0.27 | 0.34 | 0.27 | 0.12 | 0.14 | 0.04 | 0.27 | 0.25 | 0.21 | 0.27 | 0.25 | 0.21 |
| D.I. | 73.94 | 77.87 | 83.69 | 89.28 | 85.81 | 85.63 | 94.83 | 34.93 | 61.89 | 66.75 | 68.63 | 74.97 | 79.48 |
| L.I. | 14.85 | 19.16 | 22.83 | 24.69 | 24.53 | 23.71 | 27.19 | 0.24 | 12.67 | 15.57 | 16.01 | 19.50 | 21.78 |

음을 유추할 수 있다.

### 부수광물

본역 화강암질암류에 수반되는 부수광물로는 불투명 광물, 스펜, 저어콘, 및 인회석 등이 있다. 불투명 광물은 磁鐵石과 기타 불투명한 광물을 포함하였으며, 주로 자철석은 각섬석 및 흑운모와 隋伴關係를 보이며 장방형 내지 둥글게 세립으로 산출한다. 지역에 따라 자형 스펜과 수반하거나 그것을 교대하여 나타난다.

스펜은 편암 및 편마암복합체, 영덕암체에는 자형으로 rhombic한 斷面을 보인다. 이것은 대부분 카리장석 반정, 사장석과 석영 등에 포유된 채 혹은 그 광물들의 간극에서 산출하며, 각섬석, 흑운모 및 자철석 등 유색광물과 수반하여 산출하는 경우가 보통 이하이다. 후기에 관입한 盈海-溫井岩體의 섬록암류 및 화강암류 연변부의 盈德岩體에서는 스펜이 자철석에 의해 교대되어 假象으로 존재한다.

영해-온정암체의 섬록암류 및 화강암류에서 스펜은 자형의 rhombic한 단면은 전혀 산출하지 않으며 타형이고 유색광물 (자철석, 흑운모, 각섬석)과 수반되어 他形粒狀을 보여준다. 또한 기정출된 광물의 간극을 충진한 interstitial 스펜도 산출한다.

저어콘과 인회석은 본역 화강암질암류에서 크기가 다양하게 산출한다. 영덕암체에서는 스펜과 동일하게 유색광물에 포유되거나 그에 수반되는 것은 드물다. 특히 석영, 사장석 및 카리장석과 그 반정 등의 無色鑛物에 포유된 채 흔히 자형으로 산출한다. 그러나 영해-온정암체의 섬록암류 및 화강암류에서는 유색광물내에 포유되나 그와 수반하여 산출하며 柱狀을 보여준다.

## 化學組成

### 全岩 化學組成

본역의 화강암질암류들은 주성분 원소를 4개 암체별로 분석하여 철 이온의 酸化狀態와 AFM도에서 해석한 결과 본역암체를 형성한 화강암질 마그마는 酸素分壓이 높은 상태이며 칼크알카리 계열임을 시사한 바 있다. 또한 본역 암체의 전반적인 分化傾向을 제시하는 분화지수 (D.I. in-

Table 2. Electron probe microanalyses for biotites in the granitic rocks.

| | 064 | 301 | 163 | J68 | 234 | 118 | 274 | 129 | 102 | 204 | 127 | 035 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37.17 | 38.68 | 36.63 | 36.74 | 37.53 | 37.73 | 39.00 | 38.28 | 36.70 | 39.03 | 37.03 | 37.31 |
| $TiO_2$ | 1.85 | 1.60 | 1.38 | 2.72 | 1.78 | 1.90 | 2.04 | 2.98 | 4.15 | 1.56 | 4.19 | 4.56 |
| $Al_2O_3$ | 13.83 | 12.55 | 15.19 | 14.43 | 13.67 | 15.62 | 12.25 | 12.81 | 14.11 | 14.08 | 12.92 | 13.21 |
| T·FeO | 18.81 | 16.98 | 18.73 | 18.15 | 16.50 | 16.63 | 14.57 | 15.79 | 18.04 | 15.49 | 18.93 | 18.31 |
| MnO | 0.42 | 0.88 | 0.44 | 0.83 | 0.42 | 0.67 | 1.11 | 0.85 | 0.34 | 0.63 | 0.66 | 0.53 |
| CaO | 0.03 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| $Na_2O$ | 0.11 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.17 | 0.10 | 0.02 | 0.08 | 0.09 | 0.14 |
| $K_2O$ | 9.51 | 9.49 | 8.56 | 9.18 | 8.30 | 9.65 | 9.61 | 9.86 | 9.86 | 9.60 | 9.62 | 9.09 |
| Total | 95.12 | 93.83 | 94.56 | 94.86 | 93.47 | 94.10 | 94.24 | 95.44 | 94.60 | 94.44 | 95.36 | 95.53 |
| $\frac{T\cdot FeO}{T\cdot FeO+MgO}$ | 0.58 | 0.56 | 0.58 | 0.59 | 0.52 | 0.58 | 0.49 | 0.52 | 0.61 | 0.53 | 0.61 | 0.60 |
| Numbers of ions on the basis of 22 oxygen | | | | | | | | | | | | |
| $Si^{4+}$ | 5.686 | 5.939 | 5.598 | 5.617 | 5.732 | 5.754 | 5.908 | 5.768 | 5.637 | 5.888 | 5.674 | 5.661 |
| $Al^{IV}$ | 2.314 | 2.061 | 2.402 | 2.383 | 2.268 | 2.246 | 2.092 | 2.232 | 2.363 | 2.112 | 2.326 | 2.339 |
| $Al^{VI}$ | 0.179 | 0.210 | 0.335 | 0.217 | 0.192 | 0.562 | 0.095 | 0.042 | 0.191 | 0.391 | 0.007 | 0.023 |
| $Ti^{4+}$ | 0.213 | 0.184 | 0.159 | 0.313 | 0.204 | 0.217 | 0.233 | 0.338 | 0.479 | 0.177 | 0.483 | 0.521 |
| $Fe^{2+}$ | 2.406 | 2.180 | 2.397 | 2.321 | 2.107 | 2.121 | 1.846 | 1.990 | 2.318 | 1.955 | 2.426 | 2.323 |
| $Mn^{2+}$ | 0.055 | 0.115 | 0.057 | 0.108 | 0.055 | 0.086 | 0.143 | 0.109 | 0.044 | 0.080 | 0.086 | 0.069 |
| $Mg^{2+}$ | 3.053 | 3.112 | 3.075 | 2.909 | 3.458 | 2.687 | 3.484 | 3.316 | 2.604 | 3.139 | 2.722 | 2.801 |
| $Ca^{2+}$ | 0.006 | 0.000 | 0.015 | 0.000 | 0.004 | 0.007 | 0.010 | 0.000 | 0.001 | 0.004 | 0.000 | 0.000 |
| $Na^{1+}$ | 0.033 | 0.019 | 0.013 | 0.012 | 0.016 | 0.011 | 0.049 | 0.030 | 0.007 | 0.025 | 0.026 | 0.040 |
| $K^{1+}$ | 1.856 | 0.860 | 1.670 | 1.791 | 1.616 | 1.878 | 1.857 | 1.895 | 1.933 | 1.847 | 1.882 | 1.760 |

dex)도 김 (1989)의 결과를 引用하였다. 그중에서 연구대상인 유색광물 시료의 전암 화학조성을 제시하면 Table 1과 같다.

### 有色鑛物 化學組成

본역에 분포하는 화강암질암류 내 유색광물 중 변질받지 않은 신선한 흑운모, 각섬석 및 불투명광물에 대하여 박편상에서 EPMA로 9개의 주성분 원소에 대해 분석하였고 철 함량은 T·FeO로 표시하였다. 흑운모에 대해서는 22개 산소 원자를, 각섬석은 23개, 그리고 불투명광물로서 磁鐵石은 12개 산소원자를 base로 구조식 (structual formulae)을 계산하였다.

암체내에서 이들 유색광물들은 서로 수반관계를 이룬 채 산출하며, 때로는 자철석이 유색광물에 포유되어 있기도 하다. 영덕암체의 분석 대상광물들은 세립이며 거의 반자형의 석영 및 장석결정의 粒間을 충진하며 불규칙한 모양이고 타형립으로서 무색광물 주위에 둘러싸인 채 산출하고, 간혹 각섬석이 반자형으로 산출한다. 반면에 영덕암체를 관입한 盈海-溫井岩體의 유색광물들은 거의 모두 조립이며 自形 내지 半自形으로서 석영 및 장석결정의 간극에서 혹은 정장석에 포유된 채로 산출하며 각섬석과 흑운모들은 서로 連晶을 이루고 있다.

### 黑雲母 (biotite)

관입시기에 따른 岩相을 대표하는 11개 시료에 대한 분석결과는 Table 2에 제시하였다. 본역 흑운모의 MgO, T·FeO 및 $Al_2O_3$의 비를 Fig. 5에 점시해 보면 다른 성분 (MgO, $Al_2O_3$)보다 T·FeO가 優勢한 領域이다. 즉 2.5% (삼각도 중심에서 2.5% 선을 연결한 것)와 12.5% 삼각형 (삼각도 중심에서 12.5% 선을 연결한 것사이 영역에서 T·FeO 頂点쪽으로 분포한다. 여기서 세분하면 일부 흑운모들이 $Al_2O_3$ 보다는 MgO가 많은 쪽에 있다. 이 관계로 보아 흑운모는 T·FeO와 MgO 간에 含量變化가 있음을 示唆한다.

Fig. 6에서 보면 본역 화강암질암의 흑운모들은 Al 원자에 있어 tetrahedral site를 전체 Al 원자의 80~100% 범위로 점유하고 있으며 평균은 92%에 이르고 있다. 따라서 octahedral Al은 나머지 20% 범위에서 점유되며 영덕암체의 흑운모들이 평균 9%이고, 盈海-溫井岩體의 흑운모들이 평균 6.8%로서 後者가 octahedral site 占有率이 높은 편이다.

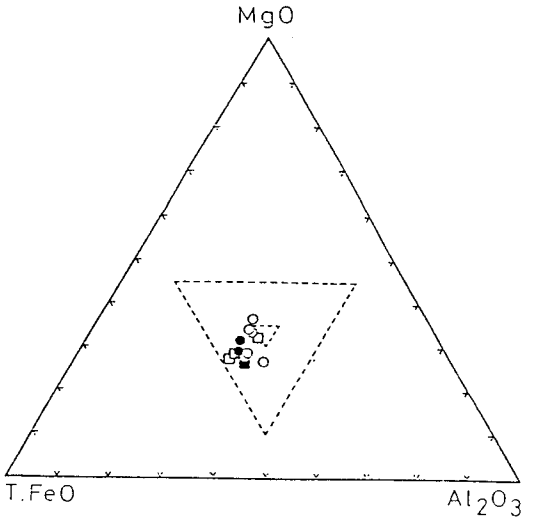


Fig. 5. MgO-T·FeO-$Al_2O_3$ triangular diagram for biotites in the granitic rocks. Dotted area: reversed small (2.5%) and reversed large (12.5%) triangle. Symbols are the same as those in Fig. 3.

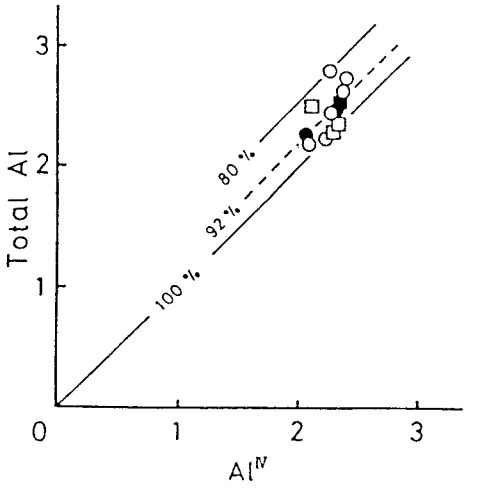


Fig. 6. Total Al versus $Al^{IV}$ atoms per formula unit for biotites in the granitic rocks. Symbols are the same as those in Fig. 3.

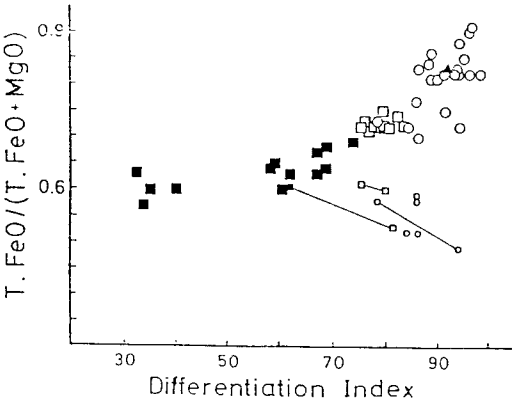


Fig. 7. Fe/Mg oxides ratio versus D.I. relation for biotites in the granitic rocks. Small circle and square; biotite composition. Other symbols are the same as those in Fig. 3.

흑운모와 전체암석의 화학성분중에 T·FeO와 MgO비를 分化指數로 점시해 보면 Fig. 7과 같다. 화강암질암류는 일반적으로 마그마 분화가 진행하여 분화지수가 높음에 따라 T·FeO 양은 증가한다. 한편 흑운모의 T·FeO/T·FeO+MgO 비는 0.49~0.60 범위 (Table 2)로서 비교적 높다. 그런데 흑운모의 T·FeO 양은 분화지수 60부근에서 분화가 진행됨에 따라 減少하고 있으며 MgO 양이 완만하게 增加하고 있다. 흑운모들간의 連結線은 동일암상에서 분화에 따른 변화관계를 指示하기 위하여 표시하였다. 한편 전암의 T·FeO 양과 비교해 보면 岩相分化가 진행하면서 전암의 T·FeO 양은 增加하나 흑운모는 전술한 바처럼 T·FeO 양에서 減少를 보인다. 특히 분화지수 60 이후인 화강섬록암상부터 이와 같은 현상이 나타나고 花崗岩相으로 갈수록 전암과 흑운모의 T·FeO 양은 그 隔差가 커지고 있다. 따라서 흑운모에서 T·FeO의 감소현상은 흑운모 晶出을 前後하여 마그마의 T·FeO 성분이 分化初期에 다른 광물의 형성에 기여한 때문으로 思料된다.

### 角閃石 (hornblende)

흑운모와 共生하여 隋伴關係를 이루는 각섬석에 대해서 암상을 대표하는 9개 시료를 EPMA로 분석하여 그 결과를 Table 3에 제시하였다. 角閃石의 화학조성을 MgO-T·FeO-$Al_2O_3$ 삼각도 (Fig. 8)에 점시한 결과 본역의 각섬석들은 삼각도의 중심에서 7.5% 삼각형과 17.5% 삼각형사이 領域에 분포한다. 이 영역에서 각섬석들은 비교적 T·FeO와 MgO 邊에 근접하면서 T·FeO 성분이 우세한 곳에 분포하며 MgO 成分쪽으로 길게 점시하고 있어 T·FeO에서 MgO 성분으로 含量變化가 있음을 시사한다. Table 3에서도 T·FeO와 MgO 성분은 평균 15.16%, 12.94%로 변화의 폭이 심하나 반면에 CaO 성분은 10.78%에서 11.51% 범위로 T·FeO와 MgO보다 變化幅이 좁은 편이다. $Al_2O_3$는 4.55~9.60% 범위이며 영덕암체보다는 후기 관입암인 盈海 및 溫井岩體가 $Al_2O_3$의 함량이 높은 편이다.

각섬석의 단위구조식 (formulae unit)에 있어 tetrahed-

Table 3. Electron probe microanalyses for hornblende in the granitic rocks.

| | 064 | 163 | J68 | 035 | 127 | 108 | 141 | G139 | 102 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 44.24 | 43.44 | 51.88 | 46.03 | 51.41 | 46.79 | 48.85 | 50.22 | 47.70 |
| $TiO_2$ | 0.68 | 0.59 | 0.36 | 1.54 | 0.31 | 1.78 | 1.17 | 0.50 | 1.11 |
| $Al_2O_3$ | 8.69 | 9.60 | 3.38 | 7.61 | 3.08 | 7.16 | 6.57 | 4.55 | 6.64 |
| T·FeO | 18.63 | 18.94 | 13.59 | 15.17 | 13.62 | 14.85 | 12.04 | 13.68 | 16.23 |
| MnO | 0.80 | 0.48 | 1.43 | 0.72 | 1.21 | 0.47 | 0.34 | 0.91 | 0.52 |
| MgO | 10.03 | 10.20 | 14.49 | 12.42 | 14.37 | 12.80 | 15.45 | 14.44 | 12.30 |
| CaO | 11.18 | 11.56 | 11.37 | 10.89 | 11.51 | 10.78 | 10.94 | 11.14 | 11.51 |
| $Na_2O$ | 1.31 | 1.37 | 0.71 | 1.70 | 0.74 | 1.54 | 0.73 | 0.83 | 0.94 |
| $K_2O$ | 1.07 | 1.14 | 0.28 | 0.81 | 0.26 | 0.78 | 0.36 | 0.36 | 0.67 |
| Total | 96.63 | 97.32 | 97.49 | 96.88 | 96.52 | 96.93 | 96.45 | 96.63 | 97.61 |
| $\frac{T\cdot FeO}{T\cdot FeO+MgO}$ | 0.65 | 0.65 | 0.48 | 0.55 | 0.49 | 0.54 | 0.44 | 0.49 | 0.57 |
| Numbers of ions on the basis of 23 oxygen | | | | | | | | | |
| $Si^{4+}$ | 6.784 | 6.633 | 7.575 | 6.899 | 7.590 | 6.973 | 7.151 | 7.407 | 7.086 |
| $Al^{IV}$ | 1.215 | 1.367 | 0.425 | 1.101 | 0.410 | 1.207 | 0.849 | 0.593 | 0.914 |
| $Al^{3+}$ | 0.354 | 0.361 | 0.157 | 0.243 | 0.126 | 0.230 | 0.284 | 0.198 | 0.250 |
| $Ti^{4+}$ | 0.078 | 0.068 | 0.040 | 0.173 | 0.035 | 0.199 | 0.128 | 0.055 | 0.124 |
| $Fe^{2+}$ | 2.389 | 2.419 | 1.659 | 1.901 | 1.681 | 1.850 | 1.474 | 1.688 | 2.016 |
| $Mn^{2+}$ | 1.035 | 0.062 | 0.177 | 0.092 | 0.152 | 0.059 | 0.042 | 0.114 | 0.065 |
| $Mg^{2+}$ | 2.294 | 2.321 | 3.155 | 2.774 | 3.164 | 2.843 | 3.371 | 3.174 | 2.724 |
| $Ca^{1+}$ | 1.837 | 1.890 | 1.778 | 1.748 | 1.821 | 1.721 | 1.716 | 1.761 | 1.832 |
| $Na^{1+}$ | 0.388 | 0.405 | 0.201 | 0.495 | 0.213 | 0.446 | 0.206 | 0.236 | 0.270 |
| $K^{1+}$ | 0.210 | 0.223 | 0.053 | 0.155 | 0.048 | 0.148 | 0.067 | 0.068 | 0.128 |

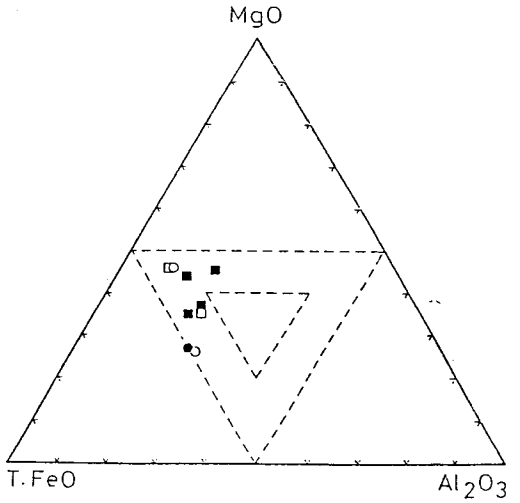


Fig. 8. MgO-T·FeO-$Al_2O_3$ triangular diagram for hornblendes in the granitic rocks from the study area. Dotted area; reversed small (7.5%) and reversed large (17.5%) triangle. Symbols are the same as those in Fig. 3.

ral site 값은 8로서 원래 Si원자가 占有하나 부족분은 Al, Fe 및 Ti 原子 등으로 채워진다 (Deer et al., 1962). 본역의 화강암질암류내 각섬석들은 전체 Al 원자의 78%가 tetrahedral site를 차지하고 있다. 따라서 octahedral site는 나머지 22% 범위에서 점유되며, 영덕암체는 평균 24%이고 후기에 관입한 영해-온정암체는 평균 22%로서 盈德岩體의 octahedral site 점유율이 높은 편이다. Harry는 Al 원자에 의한 Si 原子置換은 高溫일수록 잘 일어나며, 그에 따라 角閃石의 組成은 마그마내에서 정출시 溫度에 의하여 규제 받음을 지적하였다 (Deer, et al., 1963). Si 원자치환에서 보면 본역의 각섬석들은 영해-온정암체보다 영덕암체가 낮은 온도에서 정출했음을 반영한다. Fig. 9에서 tetrahedral site를 채우는 Al과 알카리 원자와의 관계를 점시해 보면, 이 두 변수간에는 정비례 관계가 성립된다. 원자수가 증가함에 따라 A site에서 알카리 원자수가 증가하고 있다. 이와같은 현상에 대해 Dodge, et al. (1968)은 Al 原子數가 增加하게 되면 그만큼 A site에서 알카리 原子가 증가하고 동시에 Y site에 3가와 4가 이온들이 置換함으로써 均衡을 이루는 것으로 解析하였다. 본역 화강암질암체의 각섬석은 Deer, et al. (1963)의 제안에 의하면 普通 角閃石 영역에 분포한다.

Table 3에서 T·FeO+MgO 값은 0.44~0.65 범위에 있다. T·FeO와 MgO 비를 암장분화와 관련시켜 도시 (Fig.

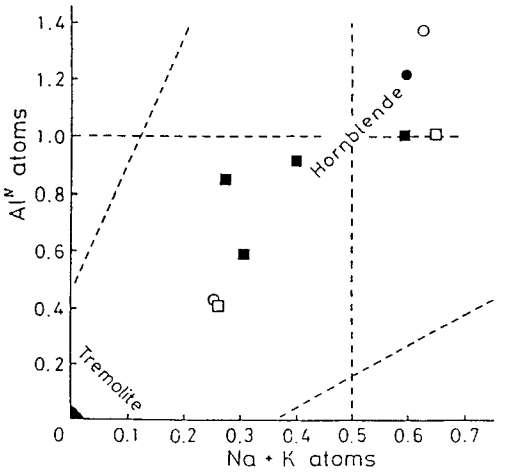


Fig. 9. Chemical variation of hornblendes expressed as the number of alkali and Al atoms in tetrahedral coordination. Symbols are the same as those in Fig. 3.

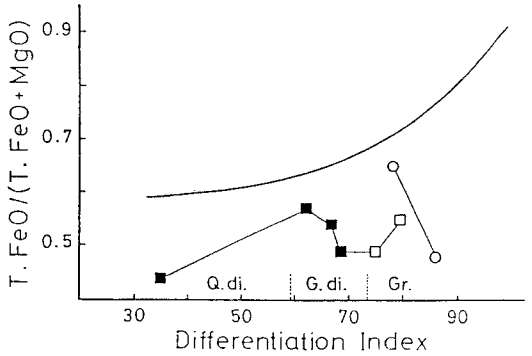


Fig. 10. Fe/Mg oxides ratio versus D.I. relation for hornblendes in the granitic rocks. Solid curve; whole rocks trend.

10)하면 점시된 각섬석들은 전술한 흑운모 (Fig. 7)의 경우처럼 규칙성 있게 특정한 경향을 명확하게 보여주는 편은 아니다. 개별 암체에서 보면 盈海岩體의 섬록암과 토날라이트의 각섬석은 D.I.가 34.9에서 68.6 범위까지 즉 花崗閃綠岩 領域에서 분화가 진행함에 따라 감소한다. 溫井岩體는 D.I.가 70~89.4 범위에서 T·FeO 양은 增加-減少-增加하며 變化幅은 0.44~0.55로서 좁은 범위이다. 한편, 盈德岩體에서 D.I.가 77.9~85.6 범위의 각섬석은 T·FeO 양이 감소하고 있으며 0.65에서 0.48로 진행한다. 점시된 각섬석의 分布樣相은 철-마그네슘 비에 있어 다소 不規則하나, D.I.가 35인 암상의 각섬석을 제외하면 減少하는 것으로 인지할 수 있다.

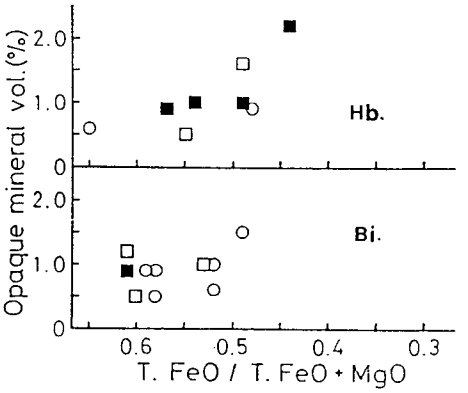


Fig. 11. Modal opaque mineral versus Fe/Mg oxides ratio of biotites and hornblendes in the granitic rocks. Symbols are the same as those in Fig. 3.

### 不透明 鑛物 (opaque mineral)

전술한 흑운모, 각섬석과 수반 관계를 갖는 불투명 광물을 EPMA로 분석한 결과는 Table 4와 같다. 본역의 화강암질류의 불투명 광물은 분석결과 대부분이 자철석(magnetite)에 해당하고 있다.

Fig. 11은 불투명광물의 모드와 유색광물의 철/마그네슘 비간의 관계를 점시하였다. 경하에서 관찰된 불투명광물 모드는 Table 4의 결과와 같이 자철석에 해당한다고 가정하였다. 흑운모와 각섬석의 철/마그네슘의 비는 Fig. 7과 10에서 전암의 분화지수와 부의 상관을 보이므로 Fig. 11은 흑운모와 각섬석의 철/마그네슘 비의 감소, 즉 마그마 분화가 진행함에 따라 불투명광물의 모드량 변화를 밝힐 수 있을 것으로 생각된다. 여기서 흑운모와 각섬석의 철/마그네슘 비가 감소하면서 불투명 광물의 모드량은 차이는 있으나 增加하는 것으로 인지된다. 따라서 흑운모 및 각섬석에서 철/마그네슘 비의 감소는 그와 수반하는 자철석 모드량의 증가에 기인하는 것으로 사료된다.

## 討議 및 考察

본 연구는 영해-영덕일대에 분포한 화강암질암류에 대하여 암체를 세분하고 유색광물의 기재와 화학조성변화를 통하여 흑운모와 각섬석의 진화경로를 살펴 보았다.

본역 암체 중 기반암은 편암 및 편마암복합체이며 이 암상은 후기에 관입한 영덕, 영해, 온정암체에 포획암으로 산출하여 뚜렷한 경계를 이루고 있다. 암석조직에서도 그래노블래스틱 조직이며 엽리를 시현하고 있다. 영덕암체와 영해-온정암체는 접촉하는 상호관계를 보면 영해-온정암

Table 4. Electron probe microanalyses for magnetites in the granitic rocks.

| | 064 | 301 | 163 | J68 | 129 | 118 | 274 | 035 | 127 | 108 | 141 | G139 | 102 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 2.19 | 0.20 | 0.12 | 0.11 | 0.12 | 0.17 | 0.18 | 0.13 | 0.13 | 0.47 | 0.09 | 0.40 | 0.12 |
| $TiO_2$ | 0.03 | 17.14 | 0.02 | 0.01 | 0.55 | 0.00 | 0.09 | 0.01 | 1.24 | 0.00 | 0.06 | 0.01 | 0.00 |
| $Al_2O_3$ | 0.81 | 0.06 | 0.00 | 0.09 | 0.53 | 0.08 | 0.13 | 0.06 | 1.18 | 1.23 | 0.38 | 0.32 | 0.27 |
| T·FeO | 89.26 | 72.77 | 87.80 | 90.05 | 89.77 | 89.16 | 90.50 | 88.64 | 86.19 | 87.87 | 88.51 | 88.86 | 90.81 |
| MnO | 0.00 | 0.84 | 0.09 | 0.08 | 0.32 | 0.11 | 0.19 | 0.07 | 0.25 | 0.03 | 0.00 | 0.09 | 0.00 |
| MgO | 0.02 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.14 | 0.01 | 0.20 | 0.00 |
| CaO | 0.07 | 0.14 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.04 | 0.00 |
| $Na_2O$ | 0.33 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| $K_2O$ | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 92.70 | 91.16 | 88.13 | 90.36 | 91.28 | 89.51 | 91.10 | 88.91 | 89.01 | 89.84 | 89.06 | 89.93 | 91.20 |
| Numbers of ions on the basis of 12 oxygen | | | | | | | | | | | | | |
| $Si^{4+}$ | 0.324 | 0.028 | 0.020 | 0.017 | 0.019 | 0.027 | 0.028 | 0.021 | 0.020 | 0.074 | 0.014 | 0.064 | 0.018 |
| $Ti^{4+}$ | 0.003 | 1.757 | 0.003 | 0.002 | 0.064 | 0.000 | 0.011 | 0.001 | 0.146 | 0.000 | 0.007 | 0.001 | 0.000 |
| $Al^{IV}$ | 0.142 | 0.010 | 0.000 | 0.016 | 0.097 | 0.014 | 0.024 | 0.011 | 0.218 | 0.226 | 0.071 | 0.061 | 0.050 |
| $Fe^{2+}$ | 11.070 | 8.296 | 11.926 | 11.925 | 11.649 | 11.911 | 11.861 | 11.929 | 11.302 | 11.461 | 11.847 | 11.714 | 11.889 |
| $Mn^{2+}$ | 0.000 | 0.098 | 0.012 | 0.010 | 0.041 | 0.015 | 0.025 | 0.010 | 0.034 | 0.004 | 0.000 | 0.012 | 0.000 |
| $Mg^{2+}$ | 0.003 | 0.000 | .0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.005 | 0.033 | 0.001 | 0.047 | 0.000 |
| $Ca^{2+}$ | 0.011 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.016 | 0.000 | 0.007 | 0.000 |
| $Na^{1+}$ | 0.095 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| $K^{1+}$ | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.004 | 0.000 | 0.000 |

체가 영덕암체를 관입 (김중욱, 1988)하고 있어서 선후관계가 명백하다. 야외에서 산출하는 형태상에서도 영해-온정암체의 구조선의 방향과 밀접한 관계가 확인된다. 한편, 암형의 분포범위 (Fig. 3)와 유색광물 모드량 (Fig. 4)에서도 위 두 암체의 관계가 구별되고 있음을 시사한다.다. 또한 암체에 산출하는 암맥의 종류에서도 영덕암체가 영해-온정암체보다 전기임을 시사하고 있다. 영해암체와 온정암체는 점이적인 관계를 보이는데 특히 카리장석과 유색광물 모드량에서 점변하고 있다.

암체별 카리장석과 스펜의 결정 모양에서 영덕암체는 자형결정으로 산출하나 영해와 온정암체는 간극충진상으로 산출하고 있어서 두 암체의 카리장석과 스펜의 정출과정에서 차이를 보이고 있다. 카리장석상을 보면 영덕암체는 미사장석상인데 반하여 영해와 온정암체는 정장석상으로 비교된다. 카리장석의 미사장석으로 전이는 결정시 온도, 냉각속도, 전암 화학성분, 및 횡압력 등의 요인에 의한다 (Mehnert, 1962). 이 관점에서 보면 미사장석과 정장석상의 차이는 암체의 형성을 전후하여 겪은 지질환경이 다른데서 기인하고 있다.

**유색광물의 철/마그네슘 비** : 본역에 분포하는 영덕, 영해-온정암체의 흑운모와 각섬석은 Fe와 Mg 성분사이에서 화학조성이 변화하고 있음를 인지할 수 있다 (Fig. 5, 8). 이와 같은 철과 마그네슘 성분간의 변화가 전암의 분화지수와는 어떤 관계 (Fig. 7, 10)인지 찾아 보았다. 흑운모 (Fig. 7)의 경우에 전암의 분화가 진행 할수록 철/마그네슘 비의 변화는 전암에서는 FeO 성분이 증가하고 있으나 광물에서는 MgO 성분이 증가하는 경향이 나타나고 있다.

각섬석 (Fig. 10)경우에도 일부 예외는 있으나 대체로 흑운모와 같은 경향을 시사하고 있다. 이런 경향에서 일부 예외인 것은 hybrid 기원으로 인정 (Deer, et al., 1963)하고 있다. D.I. 35의 암상도 이런 측면에서 고려할 수 있는데 이 암상은 석영몬조섬록암으로서 그 노두에 포획체인 이질변성퇴적암이 혼화고 주변에 스카른대 (김선억, 1964) 및 스카른 광상이 분포 (김수영 외, 1981)하고 있다. 따라서 마그마의 관입시 Ca-Mg 이질변성퇴적암류의 혼화영향을 고려할 수 있다. Fig. 10에서 각섬석의 철-마그네슘이 불규칙한 것은 동화작용에 결과된 수증기압의 변화가 반영된 것이라 볼 수 있다.

흑운모와 각섬석의 철/마그네슘 비가 全岩의 경우와 反對 傾向이 나타나는 것을 Haslam (1968)은 마그마의 높은 산소 분압과 관련지어 해석하였다. 이와 마찬가지로 본역의 암체도 마그마의 산소분압은 매우 높은 상태이며 칼크알카리 계열로 밝혀진 바 (김중욱, 1988) 있어서 동일하게 해석된다. 일반적으로 마그마의 산소분압이 높으면 철-마그네슘 상 (phase)의 安定度가 감소하여 그에 따라 과잉의 철 (iron)은 상당량의 자철석을 형성하는데 受容

되는데 본역 암체의 자철석 모드량의 변화 (Fig. 11)도 역시 흑운모와 각섬석의 MgO 성분이 증가함에 따라 증가하고 있는 관계로 밝혀지고 있다. 따라서 영덕암체와 영해-온정암체의 경우에 두 암체를 형성한 마그마는 모두 높은 산소분압 환경이었고 초기에 과량의 철이온이 자철석을 형성하는데 소모됨으로서 평형을 이루고 있던 각섬석과 흑운모는 상대적으로 마그네슘 성분이 富化하게 되었으며, 이 부화현상은 낮은 온도로 고화될수록 높아진 것으로 해석된다. 일본 남서부, 백악기 내지 고제삼기 화강암질암에서 고화지수에 대한 흑운모의 진화 경로 (Murakami, 1968)도 위와 같은 경향을 따르고 있다.

## 결 론

본역의 화강암질암류에 대하여 야외조사, 암석기재, 암석화학 및 원암의 조암광물중 흑운모, 각섬석, 자철석의 화학조성을 연구하여 얻어진 결과는 다음과 같다.

본역의 화강암질 저반체는 편암 및 편마암 복합체, 영덕암체, 영해암체와 온정암체로 구성되어 있다. 영해-온정암체는 영덕암체와 퇴적암류를 貫入하며 산출모양은 構造線과 밀접한 관련이 있으며 남북 및 북서방향으로 伸長된 形態를 취하고 있다. 영덕암체의 암형은 대부분 화강섬록암과 화강암으로 구성되고 드믈게 석영몬조니암이 산출하며 페그마타이트와 半花崗岩 岩脈을 수반하고 있다. 영해-온정암체의 분포암형은 섬록암-석영섬록암-화강섬록암과 토날라이트-화강암으로 구성된다.

암석기재적인 면에서 영덕암체의 카리장석은 자형인 반정이며 微斜長石相, 밀메카이트 사장석, 백운모, 흑운모 및 자형 스펜이 특징적으로 산출하고 있다. 영해-온정암체는 카리장석이 interstitial form으로 正長石相이고, 유일하게 흑운모만 산출한다. 타형스펜은 광물의 입간을 채우면서 산출하고 있어 영덕암체와 구별된다. 암석조직은 전형적인 반자형 입상조직을 시현하며 괴상이다. 이와같은 야외 및 암석기재적인 차이점들은 영덕암체와 영해-온정암체의 조암광물 정출을 전후한 지질사에 差異가 있음을 시사하고 있다.

지질사를 달리하는 영덕 및 영해-온정암체는 유색광물들인 흑운모와 각섬석의 조성에서 모두 전암의 分化指數가 增加함에 따라 철/마그네슘 비가 감소하고 있고 또한 不透明鑛物의 모드량에서도 입증되고 있다. 따라서 흑운모와 각섬석의 철/마그네슘 비의 감소원인은 철이온이 정출작용의 초기에 불투명광물을 형성하는 데 기여한 때문으로 解析할 수 있다. 위 사실로 판단하여 보면 영덕, 영해-온정 두 암체의 마그마는 모두 산소분압이 높은 환경을 유지하였던 것으로 시사되고 있다.

## 謝 辭

본 연구는 1987년부터 1989년까지 2년간 文敎部 지원 韓國學術振興財團의 自由公募課題 學術硏究造成費에 의하여 이루워졌던 바, 이를 배려해 준 관계당국에 심심한 謝意를 표하는 바이다.

## 참고문헌

강준남 (1985) 광산 시추 조사보고 (동점광산). 대한광업진흥공사, 8권, p. 207-208, p. 220-221.

김문수, 김수영 (1982) 영해도폭 조사연구. 한국동력자원연구소, 연구요보, 12권, p. 7-20.

김상욱, 박봉순 (1970) 한국 지질도 (1 : 50,000), 영양도폭 (Sheet 7023-IV) 및 지질도폭 설명서. 국립지질조사소, p. 3-25.

김선억 (1964) 대장철산 조사보고. 국립지질조사소, 지질광상조사 연구보고, 7권, p. 5-28.

김수영 (1981) 울진군 평해면 소보광산 및 부근 화강섬록암의 열수변질 및 휘수연 광화. 연세대학교 석사학위 논문, p. 1-49.

김수영, 김문수, 김선억 (1981) 평해 남부지역 Mo-Pb-Zn 광화대 지질 및 광상연구. 한국동력자원연구소, 조사연구보고, 11권, p. 119-140.

김옥준, 홍만섭, 원종관, 박희인, 박양대, 김기태 (1963) 한국 지질도 (1 : 50,000), 평해도폭 (Sheet 7024-II) 및 지질도폭 설명서. 국립지질조사소, p. 2-17.

김옥준, 윤 선, 길영준 (1968) 한국 지질도 (1 : 50,000) 청하도폭 (Sheet 7022-I) 및 지질도폭 설명서. 국립지질조사소, p. 2-6.

김옥준 (1971) 남한의 신기 화강암류의 관입시기와 지각변동. 광산지질, 4권, p. 1-9.

김중욱 (1988) 경상분지 북동부 영덕-온정지역 화강암질암류의 암석학 및 Fission Track 연대. 경북대학교 대학원 지질학과 박사학위논문, p. 1-91.

이홍규, 홍승호 (1973) 한국지질도 (1 : 50,000), 청송도폭 (Sheet 7023-III) 및 지질도폭 설명서. 국립지질광물연구소, p. 6-11.

원종관, 강필종, 이상헌 (1978) 경상분지의 구조해석과 Igneous Pluton에 관한 연구. 지질학회지, 14권, p. 79-92.

주승환, 진명식, 윤현수, 김동학 (1982) Rb/Sr 연대 측정 연구 (서산 화강편암 및 화강암, 평해 온정리 화강암, 기타지역 화강암류). 한국동력자원연구소 조사연구보고, 13권, p. 193-208.

Hatae, Nobuhiro (1936) 朝鮮 地質圖 (1 : 50,000), 盈海-盈德 圖幅 及 地質 說明書 (日本語). 朝鮮 總督部, p. 2-15.

Deer, W.A., Howie R.A. and Zussman J. (1963) Rock-forming minerals. v. 2, Chain silicates, Longmans, London, p. 272.

Dodge, F.C.W., Papike, J.J. and Mays, R.E. (1968) Hornblendes from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Ba-

tholith. California, J. Petrology, v. 9, p. 378-410.
Haslam, H.W. (1968) The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland. J. Petrology, v. 9, p. 84-104.
Jin M.S. Gleadow, A.J.W. and Lovering, J.F. (1984) Fission track dating of apatite from the Jurassic and Cretaceous granites in south Korea. J. Geol. Soc. Korea, v. 20, p. 257-265.
Mehnert, K.R. (1971) Migmatite and the Origin of the granitic rocks. Elsever Publishing Co. Amsterdam, p. 192-203.
Muragami, N. (1969) Two contrasive trends of evolution trend of biotite in granitic rocks. J. Japan, Assoc. Min. Petro. Econ. Geo., v. 62, p. 223-248.
Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. Earth Science Rev., v. 12, p. 32-52.
Won, C.K. (1979) Tectonism, volcanism and plutonism of Cretaceous period in the Gyeongsang basin. Reserch of Kungug Univ., v. 23, p. 4, p. 7-62.

1993년 2월 2일 원고접수