

## 선산 지역 중생대 심성암류의 저어콘 형태 및 암석화학

이윤종<sup>1,\*</sup> · 박순자<sup>2</sup> · 장용성<sup>3</sup> · 정원우<sup>1</sup> · 김종욱<sup>4</sup> · 황삼구<sup>5</sup> · 윤성호<sup>6</sup>

<sup>1</sup>경북대학교 지구과학교육과, <sup>2</sup>송원학원, <sup>3</sup>대구북현초등학교, <sup>4</sup>대구교육대학교 과학교육과  
<sup>5</sup>안동대학교 지구환경과학과, <sup>6</sup>부산대학교 지구과학교육과

### Zircon Morphology and Petrochemistry of Mesozoic Plutonic rocks in Seonsan Area, Korea

Yoon Jong Lee<sup>1,\*</sup>, Soon Ja Park<sup>2</sup>, Yong Seong Jang<sup>3</sup>, Won Woo Chung<sup>1</sup>,  
Joong Wook Kim<sup>4</sup>, Sang Koo Hwang<sup>5</sup> and Sung Hyo Yun<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Department of Earth Sciences, Kyungpook National University, Daegu 702-701, Korea

<sup>2</sup>Songwon Academy, 69-2, 2-ga, Dongin-dong, Jung-gu, Daegu 700-422, Korea

<sup>3</sup>Daegu Bokhyun Elementary School, Daegu 702-829, Korea

<sup>4</sup>Department of Science Education, Daegu National University of Education, Daegu 705-715, Korea

<sup>5</sup>Department of Earth and Environmental Sciences, Andong National University, Andong 760-749, Korea

<sup>6</sup>Department of Earth Sciences, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

**요 약:** 선산 지역의 심성암류는 선캠브리아기 변성암 복합체를 관입하고 있고 낙동층에 의해 부정합으로 피복되어 있으므로 그 관입 시기는 백악기 이전으로 생각된다. 이 심성암류는 섬록암-섬장암질암과 편마상 화강암, 쥘라기의 흑운모 화강암과 세립질 흑운모 화강암으로 구분된다. 모드 조성상 섬록암-섬장암질암은 석영-몬조니암-화강섬록암-토날라이트에 해당되고, 편마상 화강암, 흑운모 화강암과 세립질 흑운모 화강암은 모두 화강암에 해당된다. 섬록암-섬장암질암은 암석화학적으로 다른 화강암에 비해 낮은 SiO<sub>2</sub> 함량, 분화지수와 라센지수를 가지며, 저어콘의 형태에서도 기타 화강암들이 {100}형과 {110}형의 중간형이 주로 나타나는데 비해서 {100}형이 우세하게 나타난다. 이런 경향은 섬록암-섬장암질암이 보다 고온의 마그마에서 형성되었음을 지시한다. 이 심성암류는 칼크알칼리 암석계열을 따르고 대부분 I-형 화강암이며 자철석 계열이 주를 이루나 부분적으로 티탄철석 계열에 해당되는 부분도 있다. 각 암체의 화성과정은 먼저 섬록암-섬장암질암이 지하 약 17 km 부근에 약 5 kb의 수증기압을 가지고 관입하였다. 그 후 지하 10 km에 3 kb 정도의 수증기압을 갖는 편마상 화강암이 관입되었다. 계속적으로 지하 약 2 km에 흑운모 화강암이 약 0.7 kb의 수증기압을 가지고 관입하였다. 마지막으로 지하 약 8 km 정도 지반의 침강이 일어났으며, 여기에 약 3 kb 정도의 수증기압을 가진 세립질 흑운모 화강암이 10 km 위치에서 관입한 것으로 추정된다.

**주요어:** 심성암류, 암석화학, 저어콘 형태, I-형 화강암, 화성과정

**Abstract:** The plutonic rocks in Seonsan area are divided into dioritic-syenitic rock, gneissose granite, biotite granite and fine grained biotite granite. These rocks intruded into the Pre-cambrian metamorphic complex and are all covered by the Cretaceous Nakdong formation. According to modal minerals, dioritic-syenitic rock corresponds to quartz monzonite, granodiorite, tonalite fields, whereas all the other plutonic rocks fall in granite field. Petrochemically the dioritic-syenitic rock is lower in SiO<sub>2</sub> content, differentiation index and Larsen index than all the other plutonic rocks. About the zircon morphology, dioritic-syenitic rock shows {100} dominant type but other granitic rocks exhibit mixed types between {100} and {110} type. The dioritic-syenitic rock could be crystallized in higher temperature than the other plutonic rocks. The plutonic rocks correspond to calc-alkaline rock series, and belong to I-type granite and mostly magnetite-series in magmatic origin. In plutonic processes, the dioritic-syenitic rock with 5kb vapor pressure could intrude into the metamorphic basement at 17 km deep below the surface. Later the

\*Corresponding author: Tel. 82-53-950-5918, E-mail. yjlee@knu.ac.kr

gneissose granite with lower 3 kb vapor pressure could intrude at 10 km deep. Sequentially the biotite granite with 0.7 kb could intrude at 2 km deep. Finally the fine grained biotite granite with 3 kb vapor pressure could intrude at 10 km deep.

**Key words:** plutonic rocks, petrochemistry, zircon morphology, I-type granite, plutonic process

## 서 론

본역은 경위도상으로는 동경 128° 15'~128° 25' 북위 36° 07' 30"~36° 20"에 위치하며, 행정 구역상으로는 경상북도 구미시 선산읍, 도개면, 해평면, 옥성면, 고아읍과 김천시 아포읍 등이 포함된다.

이미 발간된 1/50,000 선산 지질도(정창희 외, 1989)와 구미 지질도(김정환과 임주환, 1974)에서 본역은, 선캠브리아기의 변성암복합체를 관입하고 있는 시대 미상의 심성암류와 쥐라기의 화강암류, 백악기의 신동층군 및 이들 모두를 관입하고 있는 불국사 화강암류로 구성되어 있다.

본 연구의 대상은 시대 미상의 심성암류, 쥐라기 화강암류로 대분되며, 시대 미상의 심성암류는 섬록암-섬장암질암과 편마상 화강암으로 세분되고, 쥐라기의 화강암류는 흑운모 화강암과 세립질 흑운모 화강암으로 구분된다(정창희 외, 1989). 이들은 모두 낙동층에 의해 부정합으로 피복되어 있어 그 관입시기는 백악기 이전이다. 또한 본역의 흑운모 화강암과 대비될 것으로 믿어지는 김천 화강암의 K-Ar 연대는 170 Ma(김옥준, 1971)와 197~207 Ma(윤현수와 홍세선, 2003)로 측정된 바 있다.

본 연구는 이들 심성암류에 대하여 야외 정밀조사와 실내 연구를 통해서 암석학적 및 암석 화학적 특징을 밝히는데 그 목적이 있다.

이를 위하여 야외 지질조사와 시료 채취가 1:25,000 지형도를 사용하여 체계적으로 실시되었고, 채취한 대표적 시료에 대하여 현미경 관찰, 모드 분석, 화학 분석 및 저어콘 형태분석을 수행하였다. 암석시료 38개는 영국 런던 대학에서 ICP를 이용하여 주원소, 미량원소 및 희토류 원소 등에 대한 화학분석 자료를 얻었다. 본 연구실에서는 주원소 중 FeO, H<sub>2</sub>O(+), H<sub>2</sub>O(-)를 습식으로 분석하였으며, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>에서 FeO의 분리는 KMnO<sub>4</sub> 용액을 사용하여 산화 적정법으로 실시하였다(French et al., 1972).

## 지질개요

본역의 지질은 선캠브리아기의 변성암 복합체, 시대

미상의 심성암류, 백악기 퇴적암류와 백악기 화강암으로 구성된다. 심성암류는 변성암 복합체를 관입하며 섬록암-섬장암질암, 편마상 화강암, 흑운모 화강암 및 세립질 흑운모 화강암으로 세분된다. 퇴적암류는 변성암 복합체와 심성암류를 부정합으로 피복하며 신동층군의 낙동층에 속한다. 그리고 백악기 화강암은 심성암류와 퇴적암류를 관입하며 소규모로 노출된다.

본 연구의 대상인 심성암류는 본역에서 남북으로 넓게 분포하고 남서쪽으로 연장되어 있다. 본역은 북쪽에서 남쪽으로 흐르는 낙동강에 의해 동·서로 나뉘어지며, 지형적으로는 대부분 저평한 산지와 구릉을 형성한다. 그러나 세립질 흑운모 화강암이 분포하는 북서부 일대는 높은 산지를 형성한다.

섬록암-섬장암질암은 본역의 중앙부에서 남서부로 긴 대상 분포를 보여주며, 대체로 풍화에 약하여 준평원과 구릉을 형성한다(Fig. 1). 본암은 흔히 각섬석이 쉽게 인식되고, 세립질 흑운모 화강암, 페그마타이트, 중성 또는 산성 암맥에 의해 관입되었다. 정창희 외(1989)는 본암이 각섬암을 기원암으로 하여 알칼리 교대 작용에 의해 형성되었을 것이며, 최소한 일부의 각섬암에 페그마타이트질 물질이 공급되는 교대작용 또는 혼성작용에 의해 형성되었을 가능성을 시사하였다.

편마상 화강암은 본역의 중동부와 중북부에 분포하며, 북중부에서는 변성암 복합체를 관입하고 있다(Fig. 1). 육안적으로 흑운모의 배열에 의한 미약한 편마구조가 발견되므로 편마상 화강암이라 불리우며, 비교적 세립이나 일부 지역에서는 중립의 입자 크기를 보이기도 한다. 본암과 섬록암-섬장암질암과의 경계부는 노출이 없어 그 관계를 밝힐 수는 없으나, 산성 암맥, 페그마타이트, 세립질 흑운모 화강암에 의해 관입을 받고 있으므로 섬록암-섬장암질암과 더불어 중생대 전기의 관입체로 생각될 뿐 확실한 연대는 알 수 없다.

흑운모 화강암은 본역의 남부와 중서부의 여러 곳에 분포하며, 편마암류를 암주상으로 관입한다(Fig. 1). 본암은 페그마타이트와 세립질 흑운모 화강암에 의해 관입되었으며, 일반적으로 김천 화강암과 대비될 것으로 믿어지므로 그 관입 시기는 쥐라기이다. 김천 지역에서는 본암이 비교적 선명한 접촉면을 보이며 섬록암-섬장암질암을 관입하고 있다(배종오, 1984). 암질은 대

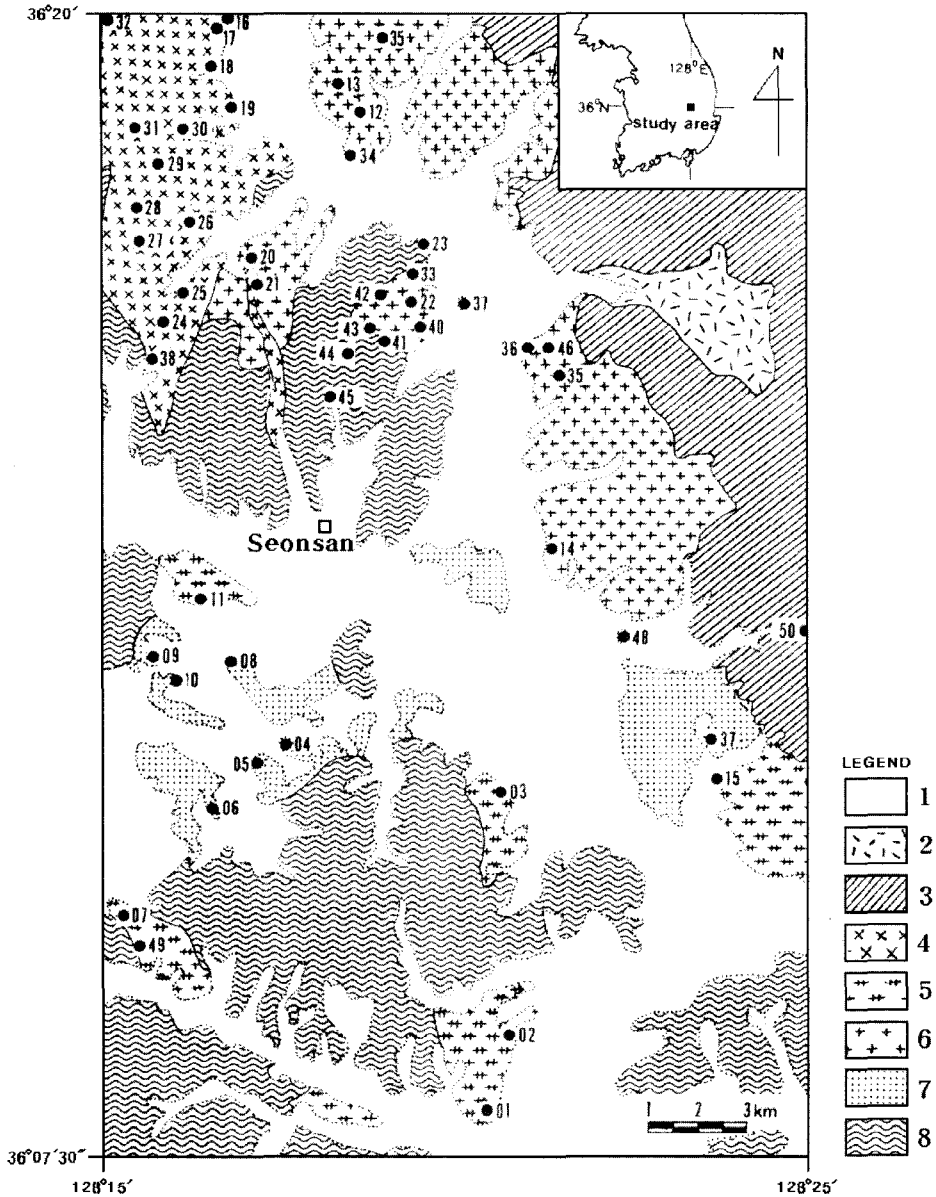


Fig. 1. Geological map of the study area and sampling localities. 1; Alluvium, 2; Cretaceous granite (Cgr), 3; Nakdong Formation, 4; Fine grained biotite granite (Jfgr), 5; Biotite granite (Jbgr), 6; Gneissose granite (Auggr), 7; Dioritic-syenitic rock (Auds), 8; Pre-cambrian metamorphic rock complex, Points (●); Sampling localities.

체로 세립질이고 균질하며, 소량의 흑운모가 미약하나 방향성을 보인다.

세립질 흑운모 화강암은 본역의 북서부 일대에서 험준한 산지를 형성하며 저반상으로 산출되고, 편마암류, 섬록암-섬장암질암, 편마상 화강암, 흑운모 화강암을 관입한다(Fig. 1). 따라서 본암은 본역에 분포하는 백

악기 이전의 암석 중에서는 최후기에 해당한다. 선산 일대에서 본암은 편마암과 편마상 화강암을 맥상으로 관입하였으며, 그 관입 방향은 N20°W가 일반적이다. 암질은 세립질이고 균질하여 흑운모 화강암과 유사하나, 보다 높은 흑운모의 함량을 보여준다. 본암에서의 흑운모도 방향성 있는 배열을 보여주는데, 이러한 방

항성은 대체로 편마암류의 엽리 방향과 거의 일치되고 있으므로 본암을 대보조산 운동과 동시기의 것으로 보고 있다(정창희 외, 1989).

## 암석기재

### 현미경 관찰

섬록암-섬장암질암은 주구성광물이 사장석, K-장석, 석영, 흑운모, 각섬석 등이며, 부구성광물 및 이차광물이 인회석, 저어콘, 녹니석, 견운모, 갈렙석 및 불투명 광물로 구성된다. 사장석은 대부분이 반자형으로 흔히 알바이트 쌍정을 보여주며, 부분적으로 칼스바드-알바이트 쌍정을 보이기도 한다. 또한 대부분의 사장석이 변질되어 중심부가 견운모화되어 있으며, K-장석과의 경계부에서는 교대 치환작용에 의해 밀메카이트를 형성하고 있다. K-장석은 대부분이 그리디론 구조를 보여주는 미사장석이며, 스트링 퍼사이트가 일부 존재하기도 한다. 또한 큰 미사장석이 사장석, 석영, 흑운모, 각섬석 등을 포획하고 있다. 석영은 주로 타형의 봉합상 경계를 보여주고 파동소광을 보이며, 사장석과 K-장석의 입간을 채우는 것이 일반적이다. 흑운모는 녹색에서 갈색의 다색성을 보이며 인회석, 저어콘 및 불투명 광물을 포유하는 경우가 많다. 각섬석은 두 방향의 벽개를 가지는 자형의 결정으로 산출되기도 하며, 때로는 불투명 광물을 포획하여 포이킬리틱 조직(poikilitic texture)을 보이기도 한다.

편마상 화강암은 주구성광물이 K-장석, 사장석, 석영, 흑운모 및 소량의 백운모와 각섬석 등이며, 부구성광물 및 이차광물이 인회석, 저어콘, 녹니석, 견운모, 갈렙석 및 불투명 광물로 구성된다. K-장석은 대부분 미사장석이고 부분적으로 스트링 퍼사이트도 산출된다. 또한 내부에 흑운모, 사장석, 석영, 백운모 등의 결정을 포유하고 있는 것도 흔히 존재한다. 사장석은 대부분 알바이트 쌍정을 보여주며, 때로는 쌍정면이 만족된 모양을 나타내기도 한다. 또한 칼스바드-알바이트 쌍정과 누대 구조를 보여주는 것도 일부 존재하고 중심부가 견운모화되어 있다. K-장석과의 경계부에서는 밀메카이트를 형성하며, 때로는 내부에 작은 흑운모나 K-장석을 함유하기도 한다. 석영은 타형이고 파동소광을 보이며, 문상 조직(graphic texture)을 보이기도 한다. 흑운모는 갈색에서 녹색의 다색성을 보이는 반자형 내지 타형의 결정으로 산출되며, 흔히 저어콘, 인회석, 갈렙석 및 불투명 광물을 포유한다. 한편 부구성광물 중의 갈렙석은 자형의 결정으로 누대구조를 보여주며, 흑운모와 인접하여 방사상의 다색성회를 형성한다.

흑운모 화강암은 주구성광물이 K-장석, 사장석, 석영, 흑운모 및 백운모 등이며, 부구성광물 및 이차광물이 인회석, 저어콘, 견운모 및 불투명 광물로 구성된다. K-장석은 주로 미사장석이나 퍼사이트도 소량 존재하며, 칼스바드 쌍정을 보여주는 것도 있다. 사장석은 대부분 반자형 또는 자형으로 알바이트 쌍정을 보여주며, 칼스바드-알바이트 쌍정을 보이는 것도 나타난다. 간혹 누대구조도 형성하고 있으며, 중심부가 약하게 견운모화되어 있고, K-장석과의 경계부에 밀메카이트를 형성하고 있다. 석영은 타형이고 대부분 파동소광을 일으키며 입간물질로 존재한다. 흑운모는 반자형이고 흔히 녹색에서 갈색의 다색성을 보여준다. 백운모는 뚜렷한 벽개를 가지고 화려한 간섭색을 보여준다.

세립질 흑운모 화강암은 주구성광물이 K-장석, 석영, 사장석, 흑운모 및 백운모 등이며, 부구성광물 및 이차광물이 인회석, 저어콘, 녹니석, 견운모, 갈렙석, 스피넬 및 불투명 광물로 구성된다. K-장석은 미사장석이 우세하지만, 본역의 다른 암석에 비해 퍼사이트도 다소 우세하며, 내부에 작은 석영과 사장석을 포유하기도 한다. 석영은 흔히 타형이고 봉합상 경계를 가지며, 보통 파동소광을 나타내고 입간물질로 존재한다. 사장석은 알바이트 쌍정을 이루고 흔히 누대구조를 보여준다. 중심부가 심하게 견운모화되어 있으며, 부분적으로 밀메카이트를 형성한다. 흑운모는 흔히 녹니석으로 변질되어 있으며, 특히 편마암과의 경계부에서는 흑운모의 녹니석화가 쉽게 관찰된다. 또한 석영과 함께 방향성 있는 배열을 보이고 있다. 저어콘은 자형이고 흔히 흑운모 내에 인회석 및 불투명 광물과 함께 포유되어 있다. 갈렙석은 자형이고 뚜렷한 누대구조를 보여주며 쌍정을 보여주기도 한다. 본암은 본역의 다른 암석과 달리 일부 지역에서 특징적으로 스피넬이 산출된다.

### 모드 조성

본역에 분포하는 심성암류의 대표적인 시료에 대한 모드 분석 결과는 Table 1에 나타나있다. 이 분석치를 Q-A-P 삼각도에 도시해 본 결과(Streckeisen, 1976), 본역의 심성암류는 섬록암-섬장암질암이 석영문조니암, 화강섬록암 및 토날라이트에 걸쳐 점시되고, 편마상 화강암, 흑운모 화강암과 세립질 흑운모 화강암이 화강암 영역에 점시된다(Fig. 2).

색지수(CI)는 섬록암-섬장암질암이 6.25~17.20(평균 10.91), 편마상 화강암은 0.36~16.31(평균 6.52), 흑운모 화강암은 2.95~5.38(평균 4.17), 세립질 흑운모 화강암은 2.91~14.89(평균 8.43) 등으로 나타난다. 섬록암-섬장암질암은 유색 광물을 높게 함유하며 반면에 석영과

**Table 1. Modal analyses of the plutonic rocks.**

(in vol.%)

Sample	Auds			Auggr						
	11	38	49	12	13	14	20	21	33	34
Quartz	8.22	19.02	19.49	29.14	23.47	23.75	26.15	30.95	28.85	28.61
K-feldspar	52.87	19.28	7.10	39.82	47.27	27.12	33.55	31.47	41.07	39.56
Plagioclase	29.45	43.96	66.37	28.90	27.46	42.84	36.51	30.44	24.53	23.60
Biotite	2.66	15.68	4.99	0.36	0.51	5.00	2.81	5.84	4.36	6.71
Muscovite	-	-	0.42	1.78	-	-	0.49	0.47	0.34	0.69
Hornblende	4.55	0.10	0.24	-	-	0.10	0.05	0.09	0.13	0.11
Pyroxene	0.47	-	0.36	-	-	0.09	-	-	0.25	-
Apatite	0.12	0.51	0.12	-	-	0.24	0.20	0.37	0.13	0.16
Zircon	0.24	0.57	0.42	-	0.11	0.19	0.15	0.23	0.13	0.16
Sphene	-	0.05	-	-	-	0.05	-	-	-	-
Allanite	-	0.31	0.12	-	-	0.14	-	0.05	0.04	0.16
Opaque	1.36	0.51	0.12	-	-	-	0.10	0.09	0.04	0.21
Others	0.06	-	0.24	-	1.18	0.49	-	-	-	-
CI	9.28	17.20	6.25	0.36	0.62	5.57	3.11	6.30	4.95	7.35

Sample	Auggr								
	35	36	37	39	40	41	42	43	46
Quartz	23.41	31.33	29.36	28.08	27.58	27.60	28.56	23.20	22.48
K-feldspar	26.26	32.57	36.78	21.31	35.21	29.73	32.04	35.90	40.84
Plagioclase	33.07	25.93	28.98	39.57	31.11	32.35	29.54	32.52	32.62
Biotite	15.26	8.45	4.12	9.82	4.55	9.20	7.92	6.18	3.35
Muscovite	0.75	0.16	0.38	0.67	0.77	0.39	0.65	0.38	0.15
Hornblende	0.15	0.26	0.19	-	0.38	0.10	0.46	0.81	0.05
Pyroxene	0.15	0.10	-	-	0.13	-	-	-	0.05
Apatite	0.20	0.41	-	0.28	0.06	0.10	0.19	0.10	0.15
Zircon	0.30	0.10	0.13	0.17	0.13	0.10	0.32	0.29	0.20
Sphene	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Allanite	0.10	0.10	0.06	0.06	-	0.34	0.14	0.38	0.05
Opaque	0.35	0.26	-	0.06	0.19	0.10	0.19	0.24	0.05
Others	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CI	16.31	9.27	4.50	10.11	5.38	9.84	9.03	7.90	3.75

Auds; Age unknown dioritic-syenitic rocks, Auggr; Age unknown gneissose granite, Jbgr; Jurassic biotite granite, Jfbgr; Jurassic fine grained biotite granite, Cgr; Cretaceous granite, CI; Color index.

K-장석을 낮게 함유한다. 편마상 화강암, 흑운모 화강암 및 세립질 흑운모 화강암은 유색 광물이 대체로 낮게 함유되고 석영과 K-장석이 높게 함유된다. 그러나 세립질 흑운모 화강암은 유색 광물이 약간 더 높게 함유된다.

### 암석화학

#### 주원소

본역의 대표적인 시료로부터 주원소의 화학분석치와

CIPW 노움치는 Table 2에 나타나 있다. 화학분석 결과, SiO<sub>2</sub>는 섬록암-섬장암질암에서 54.29~69.24 wt.%(평균 62.49 wt.%), 편마상 화강암에서 69.45~75.17 wt.%(평균 72.78 wt.%), 흑운모 화강암에서 72.41~73.74 wt.%(평균 73.08 wt.%), 세립질 흑운모 화강암에서 70.08~74.70 wt.%(평균 72.08 wt.%)이다. SiO<sub>2</sub>에 대한 각 산화물의 변화를 알아보기 위하여 하커도에 점시해 본 결과는 Fig. 3에 나타나있다.

일반적으로 화성암은 SiO<sub>2</sub>가 증가함에 따라 Na<sub>2</sub>O와 K<sub>2</sub>O가 증가한다. 본역에서도 SiO<sub>2</sub>의 증가에 대해

Table 1. Continued.

Sample	Jbgr		Jfbgr							
	01	02	16	17	18	19	23	24	25	26
Quartz	29.73	24.83	35.74	29.85	26.76	26.67	27.76	30.18	29.16	31.86
K-feldspar	31.18	37.41	28.88	21.3	32.8	35.54	32.92	34.58	35.90	30.03
Plagioclase	35.94	28.31	25.69	39.8	26.37	25.54	28.71	19.90	26.42	28.50
Biotite	-	4.90	6.58	7.75	11.78	7.85	8.18	12.26	6.80	7.74
Muscovite	-	3.99	0.53	0.15	0.73	0.51	0.87	0.05	0.05	0.21
Hornblende	1.76	0.09	1.51	-	0.58	2.21	-	0.93	0.76	0.13
Pyroxene	0.10	-	0.04	-	-	-	-	0.22	0.05	-
Apatite	0.10	0.09	0.33	0.35	0.54	0.56	0.58	0.38	0.20	0.72
Zircon	0.21	0.39	0.25	0.80	0.24	0.41	0.62	0.33	0.20	0.30
Sphene	-	-	-	-	-	-	-	0.55	0.15	-
Allanite	-	-	0.41	-	0.10	0.31	0.08	0.27	0.25	0.13
Opaque	0.88	-	0.04	-	0.10	0.41	0.21	0.33	0.05	0.38
Others	0.10	-	-	-	-	-	0.10	-	-	-
CI	2.95	5.38	8.83	8.55	12.80	11.19	9.09	14.89	8.26	8.68

Sample	Jfbgr									Cgr
	27	28	29	30	31	32	44	45	48	50
Quartz	25.81	28.43	29.50	29.21	28.32	28.25	24.02	26.95	26.76	8.64
K-feldspar	36.81	32.85	32.58	35.58	38.82	37.89	36.21	30.88	48.26	36.35
Plagioclase	28.46	29.29	30.18	25.8	25.52	27.77	31.45	32.82	22.05	35.43
Biotite	7.03	7.84	5.89	4.10	5.40	2.93	7.28	7.76	1.77	6.32
Muscovite	0.27	0.34	0.68	1.07	0.36	0.76	0.35	0.71	-	-
Hornblende	0.40	0.53	0.27	1.12	0.36	1.33	-	-	0.40	5.12
Pyroxene	0.13	0.10	0.27	-	0.25	-	0.05	-	0.11	0.92
Apatite	0.35	0.29	0.23	0.27	0.31	0.27	0.05	0.15	0.06	2.84
Zircon	0.09	0.14	0.14	0.53	0.15	0.44	0.10	0.10	0.17	0.64
Sphene	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Allanite	0.13	0.05	0.14	-	0.20	-	0.20	0.31	-	-
Opaque	0.53	0.14	0.14	0.32	0.31	0.36	0.30	0.31	0.46	3.60
Others	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.16
CI	8.31	8.80	6.85	6.07	6.67	5.06	7.93	8.48	2.91	16.60

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 와  $\text{K}_2\text{O}$ 의 함량은 증가하는 경향을 보이나,  $\text{Na}_2\text{O}$ 는 거의 경향성을 보이지 않는다. 한편 섬록암-섬장암질암과 흑운모 화강암에서 알칼리 함량은 편마상 화강암과 세립질 흑운모 화강암보다 다소 높게 나타난다. 반면에  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ 는  $\text{SiO}_2$ 가 증가함에 따라 대체로 감소하는 경향을 보이며, 특히 섬록암-섬장암질암에서 이들 함량이 높게 나타난다.

각 심성암류에 대한 분화지수(DI)를 계산해 본 결과, 섬록암-섬장암질암은 47.14~81.60(평균 68.02), 편마상 화강암은 83.85~94.41(평균 90.14), 흑운모 화강암은 85.71~88.78(평균 87.25), 세립질 흑운모 화강암은 83.25~93.54(평균 89.22) 등으로 나타난다. 또한 라센지수(LI)

는 섬록암-섬장암질암이 4.27~21.98(평균 14.84), 편마상 화강암이 23.58~29.03(평균 27.06), 흑운모 화강암이 23.38~24.47(평균 23.92), 세립질 흑운모 화강암이 22.98~28.76(평균 26.49)으로 계산된다. 결과적으로 섬록암-섬장암질암은 분화지수와 라센지수에 있어서도 다른 화강암류에 비해 더 낮다.

#### 미량원소

본역의 심성암류에 대한 미량원소의 분석치는 Table 3에서 보여준다. 본역의 심성암류는 대체로  $\text{SiO}_2$  변화에 따른 미량원소의 변화성이 뚜렷하게 나타나지 않는 편이다. 그러나 Cr, Sc, Li, V과 Zn 등은  $\text{SiO}_2$ 가 증가

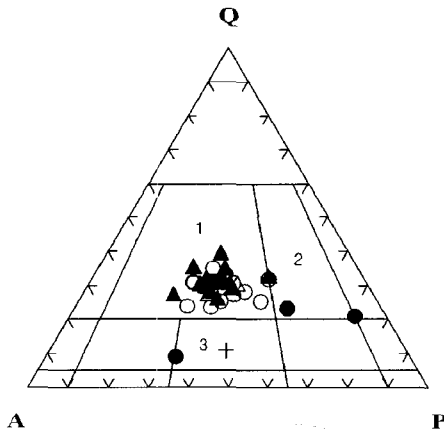


Fig. 2. QAP triangular diagram (Streckeisen, 1976). 1; Granite, 2; Granodiorite, 3; Quartz monzonite, Solid circle; Dioritic-syenitic rock, Open circle; Gneissose granite, Open triangle; Biotite granite, Solid triangle; Fine grained biotite granite, Cross; Cretaceous granite.

할수록 감소하는 경향을 보여주지만, 그 밖의 미량원소들은 뚜렷한 상관 관계를 보이지 않는다(Fig. 4). 이와 같이 화성암에서 미량원소들이 주원소의 변화도에서 나타났던 것처럼 뚜렷하지 않고 다소 불규칙적으로 변하는 것은 동일한 마그마원으로부터 만들어지지 않았거나, 동일한 마그마로부터 형성된 암석이라 할지라도 마그마의 조성이 균질하게 용융되지 않는 마그마로부터 분화되었기 때문이다(최복렬과 김용준, 1990).

**Ba:** Ba의 평균 함량은 섬록암-섬장암질암에서 988.7 ppm으로 가장 높고, 편마상 화강암과 세립질 흑운모 화강암에서 699.3 ppm으로 가장 낮게 나타난다. 그러므로 화강암의 Ba 평균값이 600 ppm인데(Taylor, 1965), 본역의 심성암류는 이 값보다 높은 값을 나타낸다. 이는 Ba의 이온 반경(1.36Å)만을 치환하는 광물이 많이 포함되는 것으로 볼 수 있다(Mason and Moore, 1982). Ba는 결정작용이 진행되면서 특히 K-장석과 운모류에 많이 들어가게 되어 잔여 용융체 내에서의 그 함량은 적어진다(Wedepohl, 1978). 본역의 심성암류는 K-장석과 흑운모가 많이 나타나기 때문에 역시 Ba 함량이 높다고 볼 수 있다.

**Sc:** Sc은 분화 초기에 정출되는 광물에 잘 농집된다(Ringwood, 1955). 따라서 염기성암에서 산성암으로 갈수록 그 함량이 대체로 감소하는 경향을 보이는데, 본역의 심성암류도 이러한 경향과 일치하는 분포를 보여준다. 즉 평균 함량은 섬록암-섬장암질암에서 9.7 ppm,

편마상 화강암에서 2.5 ppm, 흑운모 화강암에서 2.0 ppm, 세립질 흑운모 화강암에서 3.2 ppm으로 섬록암-섬장암질암에서 가장 높은 값을 나타낸다.

**Cr:** Cr은 마그마에서 초기 정출 광물에 고도의 선택적 농축을 보여주며, 주로 마그마의 정출작용의 초기에 마그마로부터 빠져나가 크롬철석이나 휘석 내에 들어간다(Mason and Moore, 1982). 또한 Cr은 변성암과 일부 심성암에서 각섬석보다 흑운모에 더 농축되는 경우도 있지만, 대부분 심성암에서 흑운모보다 각섬석에서 더 높게 나타난다(Shiraki, 1966). Cr의 평균 함량은 섬록암-섬장암질암에서 11.0 ppm, 편마상 화강암에서 4.0 ppm, 흑운모 화강암에서 6.5 ppm, 세립질 흑운모 화강암에서 4.8 ppm으로, 각섬석을 많이 함유하는 섬록암-섬장암질암에서 가장 높은 값을 나타낸다.

**Sr:** 화성암에서 Sr은 대부분 사장석과 K-장석에 함유되며 일반적으로 화강암보다 현무암과 반려암에서 높은 값을 보인다(Mason and Moore, 1982). 본역도 섬록암-섬장암질암이 658.7 ppm, 편마상 화강암이 267.6 ppm, 흑운모 화강암이 296.5 ppm, 세립질 흑운모 화강암이 257.1 ppm을 보여주며 섬록암-섬장암질암에서 상대적으로 더 높은 값을 나타낸다.

**Nb:** 화성암에서 Nb은 염기성암에서 산성암으로 갈수록 대체로 증가하는 경향이 있다. 본역의 심성암류에서도 그 평균값은 섬록암-섬장암질암이 7.3 ppm, 편마상 화강암이 12.9 ppm, 흑운모 화강암이 7.0 ppm, 세립질 흑운모 화강암이 12.4 ppm으로, SiO<sub>2</sub>가 증가함에 따라 그 함량이 증가하는 경향을 보인다.

**Zn:** Zn의 평균 함량은 섬록암-섬장암질암이 57.0 ppm, 편마상 화강암이 35.5 ppm, 흑운모 화강암이 42.0 ppm, 세립질 흑운모 화강암이 40.6 ppm을 나타내며, SiO<sub>2</sub>가 증가함에 따라 감소하는 경향을 보인다. 본역의 화강암류에서 그 값이 낮게 나타나는 것은 이 화강암류가 분화 말기의 산물임을 나타낸다(Taylor, 1965; Carmichael *et al.*, 1974).

**V:** V의 평균 함량은 섬록암-섬장암질암이 70.3 ppm, 편마상 화강암이 8.1 ppm, 흑운모 화강암이 6.5 ppm, 세립질 흑운모 화강암이 10.4 ppm을 나타내며, SiO<sub>2</sub>가 증가함에 따라 감소하는 경향을 보인다.

**Li:** Li의 평균 함량은 섬록암-섬장암질암이 26.7 ppm,

Table 2. Major element oxides and CIPW norms of the plutonic rocks.

(in wt.%)

Sample	Auds			Auggr									
	11	38	49	13	14	20	21	33	34	35	36	37	39
SiO <sub>2</sub>	54.29	63.93	69.24	74.47	75.17	75.50	72.98	73.28	72.31	69.45	72.53	74.29	71.98
TiO <sub>2</sub>	0.97	0.76	0.54	0.02	0.09	0.09	0.16	0.20	0.32	0.49	0.24	0.06	0.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.76	17.77	16.23	13.69	14.23	13.67	14.68	14.05	14.56	15.48	14.18	14.88	14.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.76	1.59	0.39	0.11	0.31	0.28	0.46	0.67	0.84	1.54	1.08	0.18	0.80
FeO	3.93	2.45	0.45	0.41	0.74	0.39	0.91	0.86	1.01	1.75	0.86	0.32	1.22
MnO	0.13	0.07	0.15	0.09	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.01	0.03
MgO	3.85	0.82	1.06	0.03	0.08	0.07	0.16	0.21	0.27	0.53	0.27	0.05	0.34
CaO	7.60	3.16	3.09	1.07	0.89	0.91	0.92	0.95	0.83	1.41	1.21	1.23	1.23
Na <sub>2</sub> O	2.86	4.44	5.08	3.34	3.35	3.33	3.40	3.22	2.90	3.40	3.34	3.50	3.33
K <sub>2</sub> O	1.55	3.40	3.50	5.27	4.85	4.95	5.20	5.27	6.02	4.97	4.99	5.29	5.24
H <sub>2</sub> O(+)	3.54	0.44	0.10	0.51	0.49	0.14	0.75	0.61	0.56	0.66	1.20	0.33	0.65
H <sub>2</sub> O(-)	1.76	1.42	0.77	0.16	0.04	0.35	0.13	0.60	0.17	0.28	0.08	0.10	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.16	0.22	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.11	0.06	0.04	0.07
Total	100.30	100.41	100.82	99.20	100.30	99.73	99.82	99.99	99.89	100.11	100.09	100.28	99.94
Q	12.05	16.84	19.33	32.75	34.85	35.36	31.09	32.24	30.35	26.81	31.38	30.98	29.36
Or	9.65	20.41	20.71	31.64	28.75	29.50	31.09	31.56	35.91	29.64	29.87	31.34	31.27
Ab	25.44	38.08	42.96	28.65	28.38	28.36	29.04	27.55	24.72	28.98	28.57	29.63	28.40
An	26.89	14.96	11.11	5.21	4.19	4.32	4.32	4.48	3.74	6.41	5.72	5.88	5.75
C	-	1.39	-	0.60	1.93	1.26	1.90	1.43	1.91	2.18	1.21	1.23	1.32
Wo	4.58	-	1.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	En	3.24	1.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fs	0.93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	En	6.89	1.59	0.08	0.20	0.18	0.40	0.53	0.68	1.34	0.68	0.13	0.86
	Fs	1.96	-	0.81	0.99	0.36	1.07	0.74	0.69	1.21	0.39	0.36	1.13
Mt	5.74	0.37	0.16	0.45	0.41	0.67	0.98	1.23	2.25	1.58	0.26	1.17	
He	-	0.13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Il	1.94	1.03	0.04	0.17	0.17	0.31	0.38	0.61	0.94	0.46	0.11	0.59	
Ap	0.69	0.48	0.07	0.09	0.09	0.11	0.11	0.15	0.24	0.13	0.09	0.15	
DI	47.14	81.60	93.04	90.17	93.22	91.22	91.35	90.98	85.43	89.82	91.95	89.03	
LI	4.27	21.98	28.58	28.20	28.75	27.54	27.68	28.01	24.43	26.83	28.45	26.44	

DI; Differentiation index, LI; Larsen index, Other abbreviations are the same as in Table 1.

편마상 화강암이 17.9 ppm, 흑운모 화강암이 18.5 ppm, 세립질 흑운모 화강암이 22.1 ppm을 나타내며, SiO<sub>2</sub>가 증가함에 따라 대체로 감소하는 경향을 보인다. 한편 Li은 주로 흑운모에 풍부하게 함유되는 것으로 알려져 있다(Mason and Moore, 1982).

### 희토류원소

본역의 심성암류에 대한 희토류원소 분석치는 Table 4와 같다. ΣREE의 평균치는 섬록암-섬강암질암에서 126.9 ppm, 편마상 화강암에서 120.2 ppm, 흑운모 화강암에 101.7 ppm, 세립질 흑운모 화강암에서 198.0 ppm으로 나타난다. (La/Yb)<sub>CN</sub>의 평균치는 섬록암-섬강암질

암에서 15.7 ppm, 편마상 화강암에서 21.3 ppm, 흑운모 화강암에서 37.7 ppm, 세립질 흑운모 화강암에서 30.9 ppm이다.

Henderson(1982)에 의하면 ΣREE와 (La/Yb)<sub>CN</sub>로부터 조구조 환경을 추론할 수 있다. 즉 대륙 또는 대륙 연변의 화강암류는 ΣREE가 60~499 ppm, (La/Yb)<sub>CN</sub>가 8.9~66로서 높게 나타나며, 반면에 신기 호상열도의 것들은 ΣREE가 33.9~301.2 ppm, (La/Yb)<sub>CN</sub>가 3.8~64.9로서 낮게 나타난다. 따라서 본역의 심성암류는 대체로 대륙 연변부의 조구조 환경으로부터 기원한 것이라고 할 수 있다.

본역의 심성암류에 대한 희토류원소는 콘드라이트로



Table 2. Continued.

Sample	Auggr					Jbgr		Jfbgr					
	40	41	42	43	46	01	02	16	17	18	19	23	24
SiO <sub>2</sub>	74.88	72.38	70.80	70.44	71.17	73.74	72.41	74.70	70.08	71.57	72.23	71.18	70.75
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.26	0.33	0.32	0.12	0.12	0.16	0.15	0.27	0.33	0.32	0.37	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.06	14.60	15.09	15.64	16.12	14.06	14.46	13.69	16.23	14.55	14.42	14.67	14.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.28	0.59	0.81	1.42	0.39	0.42	1.07	0.24	1.13	1.12	0.89	1.51	0.62
FeO	0.62	1.48	1.44	1.20	0.52	1.53	0.93	1.11	0.76	1.16	0.98	1.20	1.56
MnO	0.01	0.03	0.03	0.05	0.02	0.06	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.03	0.26	0.31	0.67	0.17	0.17	0.28	0.17	0.49	0.46	0.37	0.45	0.46
CaO	0.40	0.70	0.97	1.86	1.77	1.30	1.90	1.05	2.46	1.34	1.17	0.75	1.40
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.32	3.40	3.70	4.35	5.28	3.49	3.19	4.29	2.94	3.07	3.34	3.05
K <sub>2</sub> O	5.12	5.13	5.24	3.83	4.21	1.80	3.44	4.74	3.33	5.65	5.38	5.16	5.51
H <sub>2</sub> O(+)	0.61	0.63	0.78	0.52	0.31	0.39	0.26	0.67	0.74	0.45	0.58	0.75	1.22
H <sub>2</sub> O(-)	0.28	0.24	0.57	0.69	0.36	0.64	1.58	0.13	0.08	0.08	0.13	0.02	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.05	0.07	0.10	0.05	0.05	0.07	0.04	0.09	0.03	0.08	0.07	0.09
Total	99.78	99.67	99.84	100.44	99.56	99.56	100.09	99.90	99.98	99.71	99.65	99.50	100.21
Q	34.56	31.22	28.38	29.51	25.94	32.68	34.98	35.2	26.83	29.29	31.00	30.12	28.01
Or	30.62	30.71	31.47	22.83	25.18	10.81	20.71	28.29	19.86	33.70	32.16	30.91	33.01
Ab	29.23	28.4	29.18	31.51	37.18	45.29	30.02	27.21	36.56	25.05	26.22	28.59	26.11
An	1.89	3.22	4.47	8.71	8.59	6.25	9.18	5.02	11.78	6.53	5.40	3.35	6.50
C	2.22	2.43	2.23	2.24	1.29	1.18	1.71	1.49	1.28	1.22	1.59	2.39	1.57
Di	Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	En	0.08	0.66	0.79	1.69	0.43	0.71	0.43	1.24	1.16	0.93	1.14	1.16
	Fs	0.85	1.88	1.51	0.60	0.48	2.41	0.64	1.64	0.07	0.72	0.60	1.82
Mt	0.41	0.87	1.19	2.07	0.57	0.62	1.58	0.35	1.65	1.64	1.30	2.22	0.91
He	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Il	0.10	0.50	0.64	0.61	0.23	0.23	0.31	0.29	0.52	0.63	0.61	0.71	0.71
Ap	0.04	0.11	0.16	0.22	0.11	0.11	0.16	0.09	0.20	0.07	0.18	0.15	0.20
DI	94.41	90.33	89.03	83.85	88.30	88.78	85.71	90.70	83.25	88.04	89.38	89.62	87.13
LI	29.03	26.82	26.12	23.58	25.47	23.38	24.47	27.31	22.98	26.55	26.94	26.49	25.67

표준화된 값(Nakamura, 1974)에 의한 REE 패턴이 경희토류가 강하게 부화되고 중희토류가 결핍되는 분포 경향을 나타낸다(Fig. 5). 본역의 네 암체 중 섬록암-섬장암질암과 흑운모 화강암은 Eu 부이상(negative anomaly)이 약하게 나타나지만 편마상 화강암과 세립질 흑운모 화강암은 더 강하게 나타나므로 마그마의 결정 분화 산물로 해석될 수 있다.

### 저어콘 형태

저어콘(ZrSiO<sub>4</sub>)은 일반적으로 여러 화성암과 변성암에서 부구성광물로 포함된다. 저어콘 결정은 암석에 따라 특징적인 형태를 취하고 있어 관심의 대상이 되어

왔으며, 다양한 방법으로 기재되어 왔다. 화성암에 있어서 저어콘은 정출 당시 마그마장의 물리·화학적 조건에 따라 특징적인 결정 형태를 보여주므로, 결정의 형태학적 연구가 암석 기원의 문제를 해석하는데 적용되어 왔다.

주면과 추면의 상대적인 발달에 따라 저어콘 결정들은 몇가지 형태로 분류되며(Pupin, 1980; Hayashi, 1990), 추면의 상대적 발달과 매질의 화학작용과의 관계 등이 연구되어 왔다(Pupin and Turco, 1972). 또한 주면의 발달 양식은 마그마의 온도와 관계하며 그 온도를 추정할 수 있는 방법이 보고되었고, 추면 및 신장 지수와 화학 성분과의 관계가 연구되었다(Hayashi, 1990). 최근 Hayashi(1990)는 다종 다양하게 변화하는

Table 2. Continued.

Sample	Jfbgr											Cgr
	25	26	27	28	29	30	31	32	44	45	48	50
SiO <sub>2</sub>	72.53	74.29	71.98	74.88	72.38	70.80	70.44	71.17	71.88	71.27	73.24	64.14
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.06	0.31	0.05	0.26	0.33	0.32	0.12	0.31	0.36	0.16	2.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.18	14.88	14.56	14.06	14.60	15.09	15.64	16.12	14.63	14.77	14.92	17.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.57	0.97	0.74	0.96	0.54	0.28	0.47	0.96	0.90	1.21	0.30	1.88
FeO	1.30	0.86	1.12	0.89	1.09	1.40	1.15	0.93	0.98	0.66	0.57	1.06
MnO	0.05	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	-	3.09
MgO	0.27	0.05	0.34	0.03	0.26	0.31	0.67	0.17	0.35	0.31	0.05	5.08
CaO	1.21	1.23	1.23	0.40	0.70	0.97	1.86	1.77	0.75	0.97	0.86	3.50
Na <sub>2</sub> O	3.34	3.50	3.33	3.42	3.32	3.40	3.70	4.35	2.95	3.18	4.08	0.54
K <sub>2</sub> O	4.99	5.29	5.24	5.12	5.13	5.24	3.83	4.21	5.65	5.61	4.76	0.22
H <sub>2</sub> O(+)	1.20	0.33	0.65	0.61	0.63	0.78	0.52	0.31	0.72	0.55	0.86	0.15
H <sub>2</sub> O(-)	0.08	0.10	0.18	0.28	0.24	0.57	0.69	0.36	0.72	0.56	0.45	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.04	0.07	0.02	0.05	0.07	0.10	0.05	0.06	0.07	0.04	0.77
Total	100.02	101.61	99.78	100.73	99.23	99.27	99.44	100.54	99.92	99.55	100.29	99.86
Q	30.84	30.42	29.47	34.26	31.68	28.37	29.49	25.56	31.35	29.41	29.56	45.96
Or	29.89	30.92	31.32	30.33	30.85	31.65	23.06	24.93	33.93	33.71	28.45	1.31
Ab	28.59	29.24	28.44	28.95	28.53	29.35	31.83	36.81	25.32	27.30	34.84	4.58
An	5.73	5.80	5.76	1.87	3.23	4.50	8.80	8.50	3.42	4.47	4.08	12.90
C	1.21	1.21	1.32	2.20	2.44	2.24	2.26	1.28	2.45	1.86	1.58	11.43
Di	Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	En	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	En	0.68	0.12	0.86	0.08	0.66	0.79	1.71	0.43	0.89	0.79	0.13
	Fs	1.63	0.69	1.00	0.78	1.20	1.89	1.31	0.75	0.59	-	0.54
Mt	0.84	1.39	1.08	1.39	0.80	0.41	0.69	1.39	1.33	1.20	0.44	2.74
He	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.40	-	-
Il	0.46	0.11	0.60	0.10	0.50	0.64	0.62	0.23	0.60	0.69	0.31	4.01
Ap	0.13	0.09	0.15	0.04	0.11	0.16	0.22	0.11	0.13	0.16	0.09	1.69
DI	89.32	90.58	89.23	93.54	91.06	89.37	84.38	87.30	90.60	90.42	92.85	51.85
LI	26.39	27.91	26.54	28.76	27.21	26.16	23.63	25.06	27.53	27.43	27.69	11.96

저어콘의 결정 형태를 정량적으로 기재하는 방법을 제안하여, 지구과학의 여러 분야에서 이용되어질 수 있는 경우를 보고하였다.

본 논문에서는 각 심성암류로부터 저어콘 결정을 분리한 후 각 결정들의 형태학적 기호값들을 측정하고, 그 결과로부터 본 암류의 마그마 기원을 해석하였다.

**시료의 준비 및 실험 결과**

저어콘의 경도는 7.5로 풍화에 강하여 일반적으로 산과 알칼리에도 거의 침식을 받지 않으며, 온도 및 압력에 대해서도 비교적 안정한 광물이다. 따라서 풍화가 심하여 신선한 시료의 채취가 불가능한 경우에도 저어콘에 대한 형태학적 연구는 가능하다. 본역의 심

성암류 중 특히 섬록암-섬장암질암과 흑운모 화강암에서 풍화가 심하여 경하관찰과 화학분석을 실시하지 못할 경우 풍화된 시료를 채취하여 저어콘에 대한 형태학적 연구만을 수행하였다.

본 연구에 사용된 저어콘 결정의 채취를 위하여, 연구 지역 내에서 9개의 신선한 시료와 12개의 풍화된 시료를 200 g 정도씩 취하였다. 채취된 시료를 파쇄하고, 60 메쉬 이하의 입자에 대해서 단계적인 팬닝을 통해 저어콘 결정을 분리하였다.

분리된 저어콘의 결정 중 임의로 30개의 결정립을 선택하여 현미경 하에서 그 형태학적 기호값을 측정하고, 그 기호값으로부터 다음과 같은 방법을 이용하여 4개의 지수를 계산하였다(Hayashi, 1990).

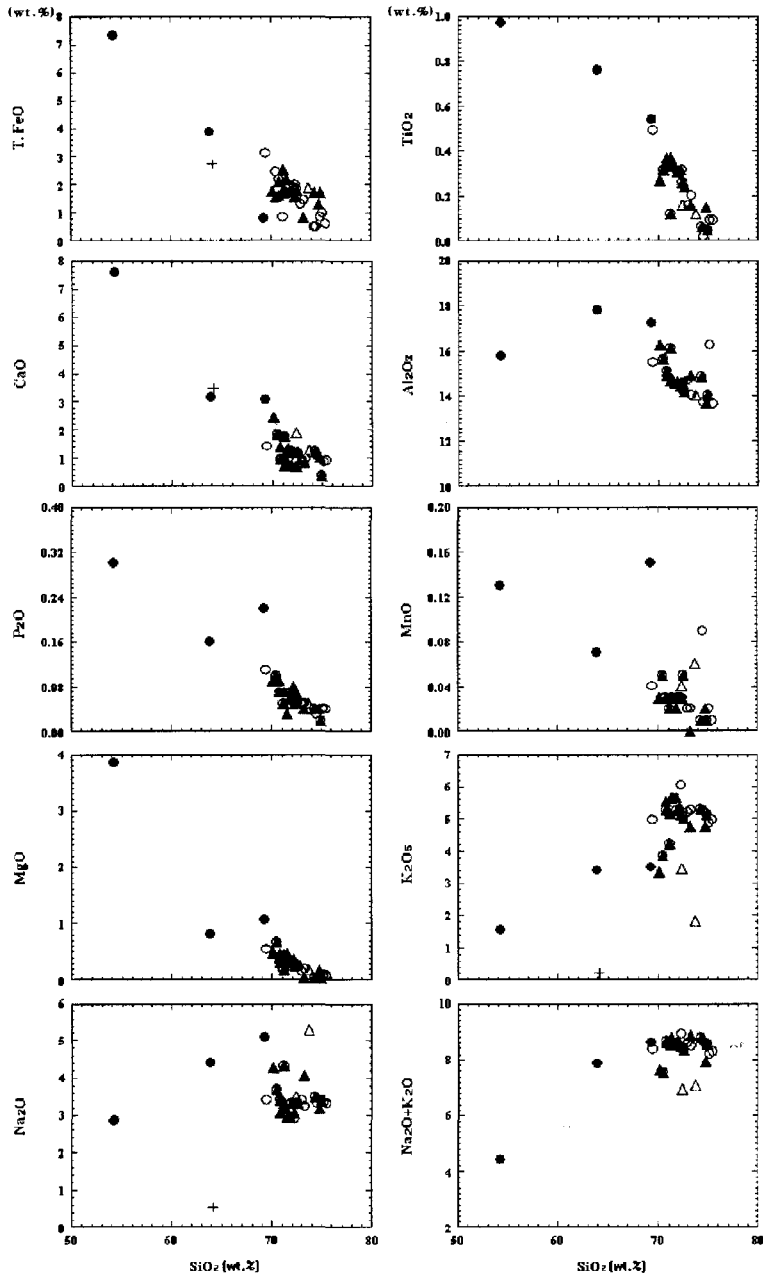


Fig. 3. Oxides versus SiO<sub>2</sub> variation diagrams. Symbols are the same as in Fig. 2.

$$PI(\text{추면지수}) = (T_{100} - W_{100} + 2W_m) / (T_{100} + 0.41W_{100} + 0.59W_m)$$

$$\text{or } (W_{100} - W_m) / (0.71T_{100} + 0.29W_{110} + 0.42W_m)$$

$$PY(\text{추면지수}) = H_{PY} / 0.68(T_{100} + W_{100})$$

$$\text{or } HPY / 0.72(T_{110} + W_{110})$$

$$EI(\text{신장지수}) = H_{PR} / (H + 0.5T_{100} + 0.5W_{100})$$

$$\text{or } H_{PR} / (H + 0.5T_{110} + 0.5W_{110})$$

$$FI(\text{편평지수}) = T_{100} / W_{100} \text{ or } T_{110} / W_{110}$$

T; Thick, W; Width, H; Height.

각 결정들에 대한 PPEF(Prism-Pyramid-Elongation-

**Table 3. Trace element abundances of the plutonic rocks.**

(in ppm)

Sample	Auds			Auggr									
	11	38	49	13	14	20	21	33	34	35	36	37	39
Ba	455	1576	935	492	350	211	386	472	1278	876	653	697	991
Co	19	42	46	44	2	53	51	51	23	40	46	51	21
Cr	24	6	3	2	4	3	4	3	3	7	5	2	4
Cu	7	9	1	0	5	2	2	1	1	1	2	1	1
Li	31	36	13	8	10	8	20	13	21	29	26	6	33
Nb	6	12	4	2	15	16	13	10	11	17	16	4	11
Ni	9	3	3	2	4	3	4	3	3	4	4	4	2
Sc	20	8	1	1	2	3	3	2	3	5	4	1	3
Sr	395	656	925	343	172	121	136	185	245	264	295	373	267
V	175	33	3	1	4	3	5	7	10	19	8	1	11
Y	27	28	3	33	24	24	10	10	11	30	26	4	15
Zn	70	79	22	12	22	13	28	30	37	69	53	14	49
Zr	86	25	7	27	29	41	66	30	24	25	81	23	19

Sample	Auggr					Jbgr		Jfbgr					
	40	41	42	43	46	01	02	16	17	18	19	23	24
Ba	44	639	943	1191	1266	717	1182	466	1337	1050	997	1746	941
Co	37	52	46	43	50	4	4	46	48	26	53	52	38
Cr	2	7	4	7	3	6	7	3	4	7	7	4	7
Cu	5	1	1	1	1	8	10	1	1	2	1	2	1
Li	6	22	23	25	18	9	28	14	25	25	22	34	26
Nb	34	24	10	5	5	2	12	13	7	10	14	8	14
Ni	2	3	3	5	1	6	6	3	2	3	3	3	3
Sc	3	3	3	3	1	2	2	3	2	4	3	3	4
Sr	39	174	268	451	681	216	377	196	738	278	295	359	254
V	1	11	12	27	2	8	5	5	8	15	12	14	15
Y	25	28	19	11	6	25	8	12	5	20	33	13	26
Zn	18	43	48	62	34	48	36	30	50	45	42	43	45
Zr	41	99	37	96	17	13	29	63	41	68	52	102	39

Sample	Jfbgr											Cgr
	25	26	27	28	29	30	31	32	44	45	48	50
Ba	870	783	788	755	706	761	773	872	954	967	584	710
Co	25	51	49	44	48	60	41	62	32	46	66	5
Cr	5	5	5	5	3	3	4	4	6	4	6	6
Cu	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	7
Li	22	30	20	28	20	18	24	19	23	19	7	18
Nb	13	14	14	15	15	13	15	14	12	11	8	18
Ni	3	3	4	4	2	3	4	4	3	3	4	4
Sc	3	3	4	4	2	3	4	3	4	3	2	4
Sr	261	213	244	216	157	146	190	159	257	266	142	526
V	11	10	12	12	6	7	9	8	12	12	9	24
Y	45	26	22	24	25	25	34	12	13	16	12	35
Zn	52	33	45	52	42	41	43	31	35	35	37	46
Zr	39	74	72	81	29	25	48	23	39	43	17	21

Abbreviations are the same as in Table 1.

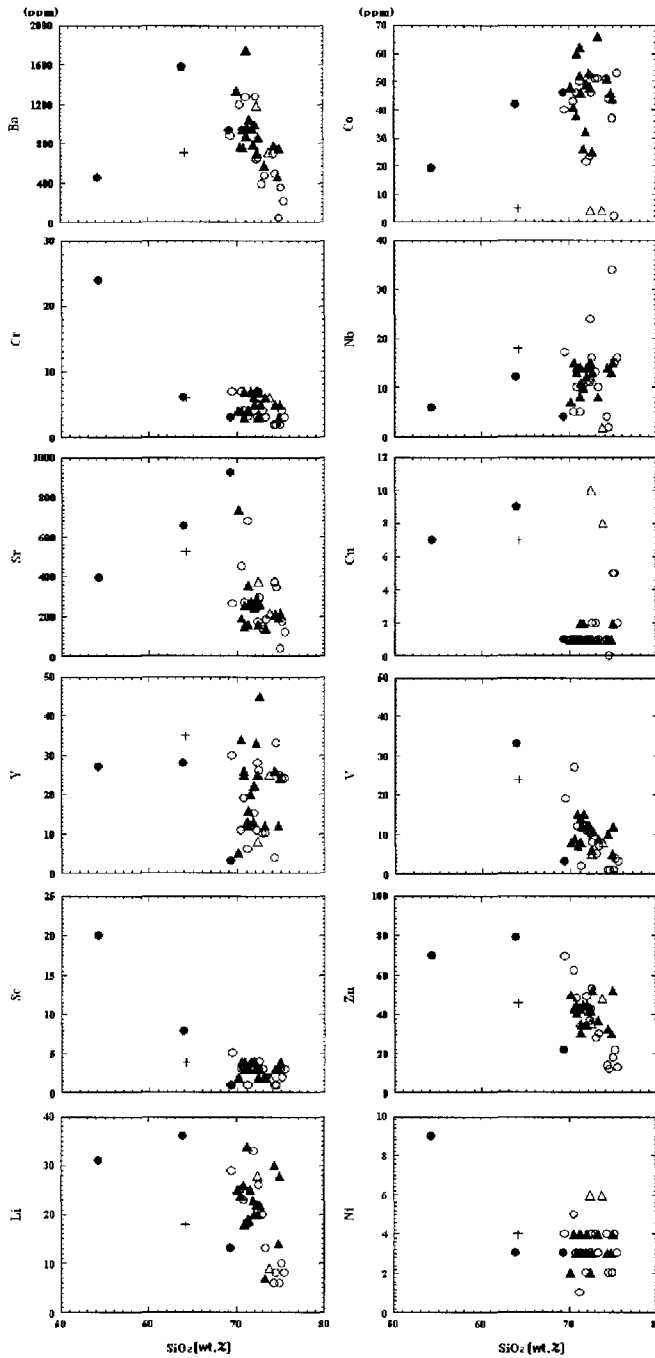


Fig. 4. Trace elements versus SiO<sub>2</sub> variation diagrams. Symbols are the same as in Fig. 2.

Flatness)도는 Fig. 6에 제시하였다. PPEF도에서 하나의 결정에 대한 주면지수와 추면지수의 관계를 ○로, 편평지수와 신장지수의 관계를 ×로 표시하였으며, 동일

결정의 ○와 ×를 직선으로 연결하였다. 여기에서 ○의 직경은 결정의 폭에 비례하고, 지수의 0.1이 결정의 폭 0.1 mm에 해당된다.

**Table 4. Rare earth element abundances of the plutonic rocks.**

(in ppm)

Sample	Auds			Auggr									
	11	38	49	13	14	20	21	33	34	35	36	37	39
La	30	68	14	18	17	25	15	42	60	100	44	12	69
Ce	54	108	19	21	24	35	45	76	137	155	77	17	110
Nd	21	33	6	9	10	16	9	23	31	47	25	5	32
Sm	5.5	7	1.6	2.6	3.1	5.5	2.7	5.6	6.1	9.7	7.1	1.5	5.7
Eu	1.3	0.9	0.8	0.4	0.3	0.3	0.3	0.5	0.7	0.8	0.5	0.4	0.6
Dy	3.5	3.2	0.2	2.9	2.7	3.0	0.9	1.2	1.5	3.8	3.2	0.1	1.3
Yb	1.9	1.7	0.2	3.2	1.7	2.0	0.9	0.5	0.7	1.9	2.0	0.4	0.9
REE	117.2	221.8	41.8	57.1	58.8	86.8	73.8	148.8	237	318.2	158.8	36.4	219.5

Sample	Auggr					Jbgr		Jfbgr					
	40	41	42	43	46	01	02	16	17	18	19	23	24
La	11	26	22	21	21	36	30	33	30	89	75	83	24
Ce	10	48	61	69	31	43	47	60	46	149	133	142	34
Nd	5	14	14	9	10	17	15	18	12	49	39	39	15
Sm	2.6	4.7	4	2.7	2.4	4.2	3.4	4.9	2.6	9.4	8.5	7	4.4
Eu	0.2	0.4	0.6	0.5	0.5	0.9	0.5	0.4	0.7	0.8	0.7	0.8	0.6
Dy	3.2	3.4	2.1	0.8	0.1	2.7	1.0	1.5	0.2	2.9	4.2	1.7	3.1
Yb	1.9	2.3	1.4	0.9	0.4	2.3	0.3	0.9	0.4	1.1	2.4	0.9	1.6
REE	33.9	98.8	105.1	103.9	65.4	106.1	97.2	118.7	91.9	301.2	262.8	274.4	82.7

Sample	Jfbgr												Cgr
	25	26	27	28	29	30	31	32	44	45	48	50	
La	86	80	42	35	61	80	70	17	49	76	40	34	
Ce	118	136	127	91	77	84	127	50	140	122	62	63	
Nd	46	43	24	19	30	42	38	8	26	36	25	28	
Sm	9.8	9.0	5.4	4.7	6.7	9.3	9.1	2.9	5.6	7.1	6.1	7.1	
Eu	0.8	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.4	0.6	0.6	0.5	1.4	
Dy	5.5	3.5	2.5	2.9	2.7	3.3	4.5	1.0	1.7	2.0	1.8	4.1	
Yb	3.2	1.7	1.5	1.8	1.6	1.5	2.2	0.8	0.9	0.9	0.8	2.7	
REE	269.3	273.8	202.9	154.9	179.5	220.7	251.4	80.1	223.8	244.6	136.2	140.3	

Abbreviations are the same as in Table 1.

각 결정의 폭, 높이와 위의 4가지 지수에 대한 평균과 표준 편차는 Table 5에, 각 심성암류에 대한 저어콘의 형태학적 특징의 비교는 Table 6에 나타났다.

주면지수는 저어콘 결정에서 {100} 주면의 폭이 발달한 정도를 나타내는데, 섬록암-섬강암질암이 0.52~0.80(평균 0.64)의 범위이며, {100}형과 {110}형의 중간형 및 {100} 탁월형에 속한다. 편마상 화강암은 0.16~0.64(평균 0.47)의 범위로, {110} 탁월형에 속하는 것도 있으나 대부분 {100} 형과 {110} 형의 중간형에 속한다. 흑운모 화강암은 0.33~0.81(평균 0.48)의 범위로, {100} 탁월형에 속하는 것도 있으나 대부분 {100}형과 {110}형의 중간형에 속한다. 세립질 흑운모 화강암은 0.43~

0.62(평균 0.51)의 범위로 {100}형과 {110}형의 중간형에 속한다.

추면지수는 {101}면이 우세하게 발달한 것과 {211}면이 우세하게 발달한 것으로 구분할 수 있다. 섬록암-섬강암질암은 0.38~0.46의 범위를 보이며 주로 {101}면의 발달이 우세하다. 편마상 화강암은 0.35~0.45의 범위를 보이며, {101}면이 발달한 것도 있으나 {211}면의 발달이 더 우세하다. 흑운모 화강암은 0.37~0.43의 범위를 보이며 {101}면이 발달한 것도 있으나 대체로 {211}면의 발달이 우세하다. 세립질 흑운모 화강암은 0.34~0.39의 범위로 {211}면이 발달한 것도 있으나 {101}면의 발달이 더 우세하다.

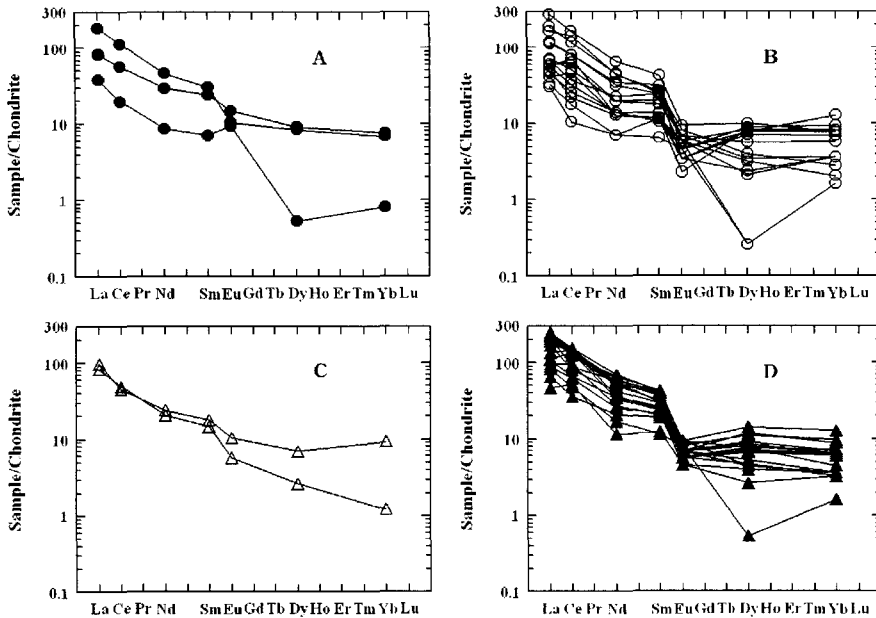


Fig. 5. REE patterns for the plutonic rocks. A; Dioritic-syenitic rock, B; Gneissose granite, C; Biotite granite, D; Fine grained biotite granite.

신장지수는 주면의 높이가 발달한 정도를 나타내는 데, 전 암체에서 0.32~0.47의 범위를 가지며 흑운모 화강암의 시료번호 02(단주상)를 제외하고는 모두 주상의 형태를 보여준다. 편평지수는 결정의 두께를 결정의 폭으로 나눈 것으로, 전 암체에서 0.76~0.92의 범위로 두꺼운 편이다. 신장지수와 편평지수는 각 암체별로 뚜렷한 차이를 찾을 수 없다.

**암석 기원적 응용**

저어콘 결정의 각 면은 결정들이 정출되는 동안 마그마 내의 온도와 화학조성에 따라 다양한 변화를 보인다. 주면지수는 마그마의 온도와 관계되는데, Hayashi (1990)는 다음과 같은 식으로 마그마의 온도를 추정하였다.

$$T(^{\circ}\text{C}) = \text{PI} \times 300 + 600$$

이 식으로부터, 전형적인 {100}형(PI=1)은 약 900°C, 전형적인 중간형(PI=0.5)은 약 750°C, 그리고 전형적인 {110}형(PI=0)은 약 600°C 정도에서 정출되므로, {100}형을 고온형, {110}형을 저온형 저어콘이라 할 수 있다. 본역의 암체 중 섬록암-섬장암질암의 저어콘 결정의 주면지수가 다른 화강암류의 것들보다 높게 나타나므로 비교적 고온(평균 약 800°C)의 마그마에서 정출되었다고 할 수 있다(Table 6).

추면지수는 마그마의 화학 성분과 관련이 있다(Pupin and Turco, 1972; Hayashi, 1990). Hayashi(1990)에 따르면 Mn, Na, K 등의 존재가 추면지수를 크게 하는데, (Na+K)/Al > 1인 강알칼리암의 경우에 여러 형의 추면을 가지는 복잡한 형태의 저어콘이 산출된다고 한다. 본역에서의 저어콘 결정의 추면 지수는 대체로 낮은 편이며, 섬록암-섬장암질암과 세립질 흑운모 화강암에서는 {101} 추면이 우세하게 나타나고, 편마상 화강암과 흑운모 화강암에서는 {211} 추면이 우세하다.

신장지수는 마그마의 냉각 속도와 관련이 있으며, 단주상 저어콘 일수록 비교적 서서히 냉각된 것이다(Kostov, 1973). 본역 심성암류의 신장지수는 뚜렷한 차이가 없으므로 마그마의 냉각 속도는 거의 비슷하였다고 볼 수 있다. 또한 신장지수는 화학성분 중에서 P와 밀접한 관련이 있으며, P가 풍부할수록 신장지수는 커지게 된다(Hayashi *et al.*, 1990). 한편 화학 분석이 가능했던 9개 시료에서 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 함량은 0.05~0.11(Table 2)로 이들 함량과 신장지수 사이에서 뚜렷한 관계를 찾을 수 없다.

**마그마 특성**

본 심성암류는 SiO<sub>2</sub>에 따른 알칼리의 관계도에서 모두 저 알칼리 계열에 점시된다(Fig. 7).

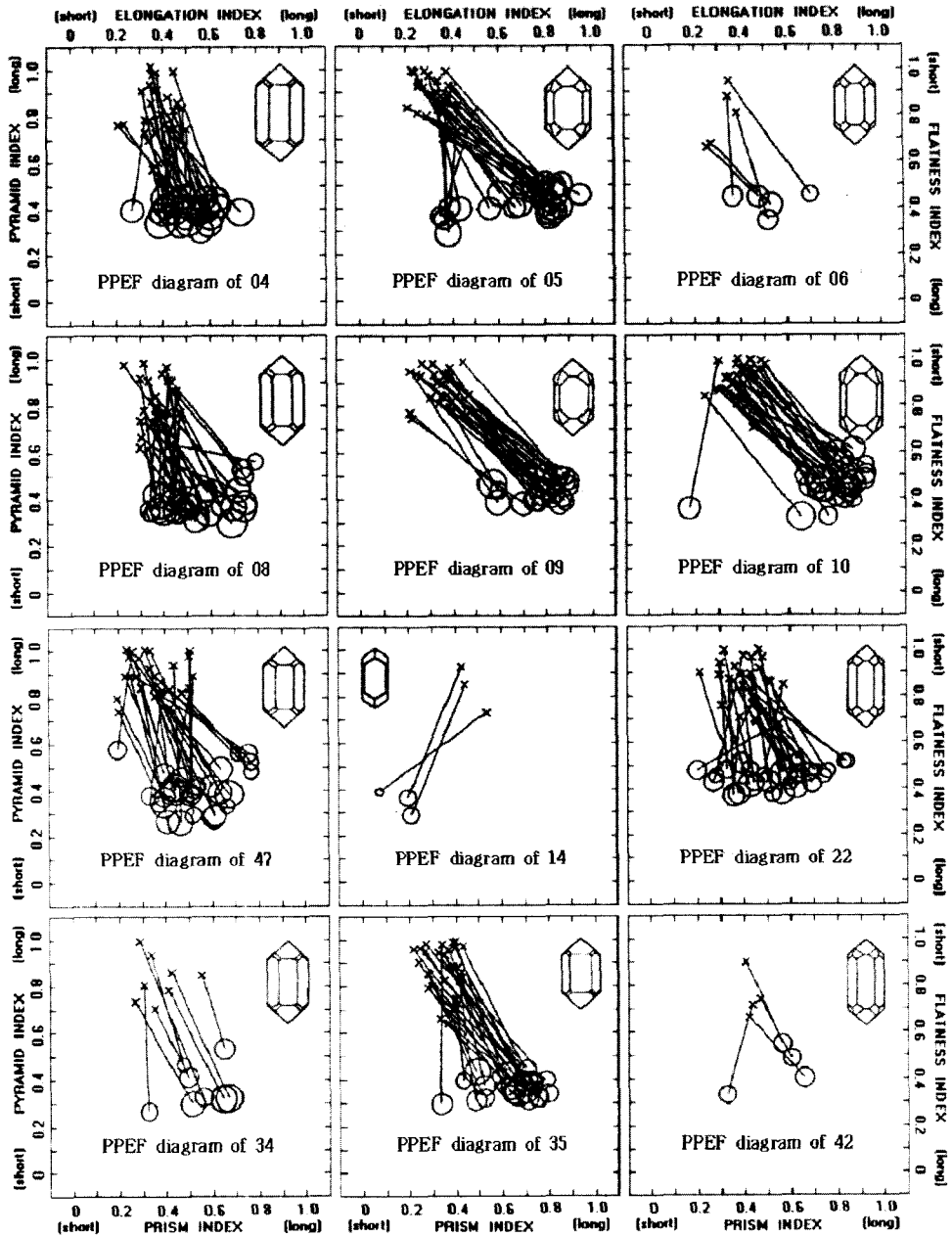


Fig. 6. PPEF (Prism-Pyramid-Elongation-Flatness) diagrams of zircon crystals from the plutonic rocks. The circles show the relation between prism and pyramid indexes, the crosses, that between flatness and elongation indexes. The diameter of the circles is proportional to the crystal width.

본 심성암류는 AFM 삼각도에서 대부분 알칼리쪽으로 밀집하여 나타난다(Fig. 8). 거의 모든 암석에서 F 및 M의 값이 낮기는 하나, 대체로 칼크알칼리 계열의 분화 경로를 따른다고 할 수 있다. Petro *et al.*(1979)은 심성암에 대한 구조적 환경을 압축대(compressional

suite)와 확장대(extensional suite)로 구분하였다. 전자의 경우 F-M 변에서 A 정점쪽으로 흩어짐 없이 집중 배열된 분포 양상을 보이고, 후자의 경우 F-M 변 근처에서 넓게 흩어지고 A-F 변에 거의 평행한 분포 양상을 보인다. 따라서 본역의 심성암류는 압축대의 특징



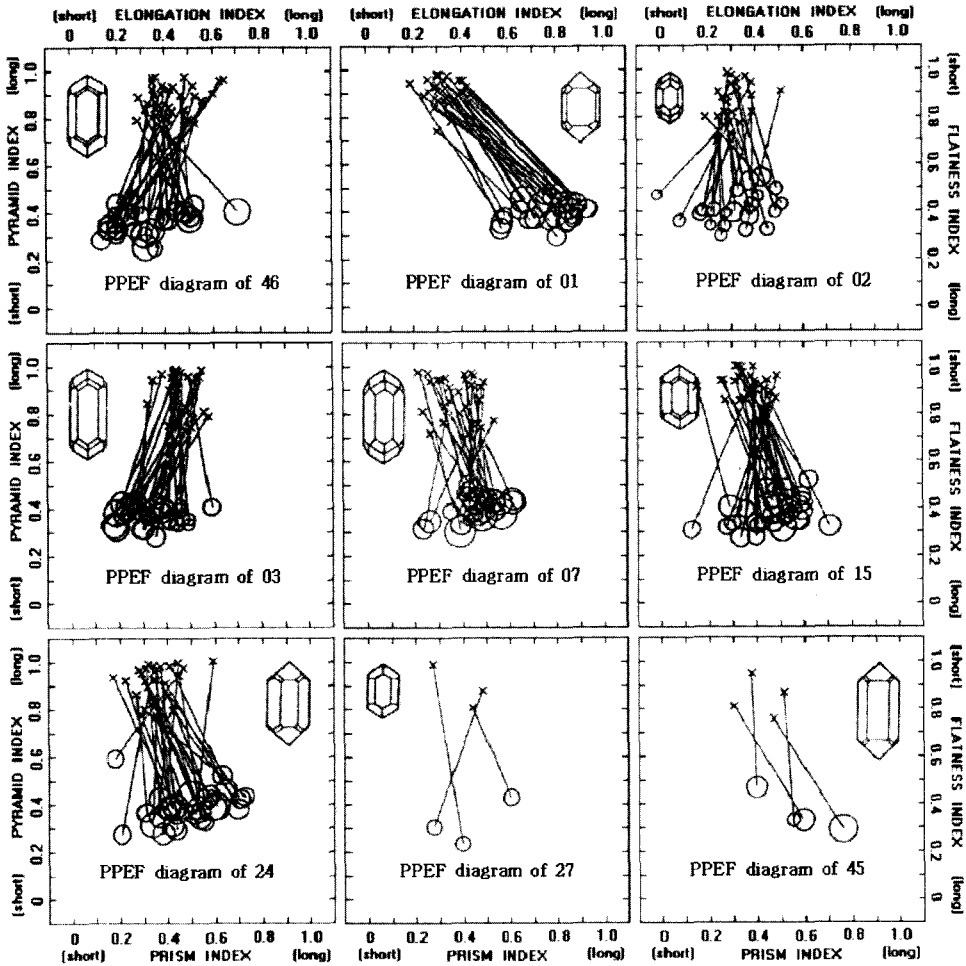


Fig. 6. Continued.

을 보여주고 있다고 할 수 있다. 이와 같은 분화는 높은 산화 환경에서 철이 산화됨으로써 잔류 마그마는 점진적으로 알칼리가 증가하는 정상적인 분화 과정이 일어난다(Kranskopf, 1979; 이윤종과 김중욱, 1983).

본 심성암류는  $\text{Na}_2\text{O}$ 에 대한  $\text{K}_2\text{O}$ 의 관계도에서 성인적으로 대부분 I-형에 해당된다(Fig. 9). 시마자키와 이민성(1981)의 남한에 분포하는 I-형과 S-형 화강암류에 대한 고찰에서 경상분지 대보 화강암의 약 90%가 I-형에 속한다고 보고되었고, 이윤종과 김중욱(1983)은 대보 화강암의 약 70%가 I-형에 속한다고 보고된 바 있다.

Pecherskiy(1965), Ishihara(1971, 1977), 그리고 Shibata and Ishihara(1979)는 화강암의 성인을 자철석 계열과 티탄철석 계열로 구분하였다. 광물학적으로 자철석 계열은 자철석, 티탄철석 등의 불투명 광물로 구성

되어 있지만, 티탄철석 계열은 자철석이 전혀 산출되지 않고 티탄철석 외 기타 불투명 광물로 구성된다(이윤종과 김중욱, 1983).

본 심성암류는  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$  삼각도에서 자철석 계열에 주로 점시되고 부분적으로 티탄철석 계열(Tsue and Ishihara, 1974)에 점시된다(Fig. 10). 기 연구에 의하면 남한에 분포하는 화강암 중 불국사 화강암은 모두 자철석 계열에 속하나, 대보 화강암은 티탄철석 계열이 우세하다(Ishihara *et al.*, 1978; Tsue, 1978). 한편 Takahashi *et al.*(1980)는 모든 자철석 계열은 I-형에 해당되지만 티탄철석 계열은 I-형과 S-형에 걸쳐 나타난다고 보고한 바 있다.

본 심성암류에 대해 노음 석영, 알바이트 및 정장석의 함이 80% 이상인 것을 선정하여 Q-Ab-Or 삼각도(Tuttle and Bowen, 1958)에 점시하므로써 관입시의 마

**Table 5. Morphological data of zircon crystals from the plutonic rocks.**

Rock type	Sample No	Width (mm)	Height (mm)	Prism Index	Pyramid Index	Elongation Index	Flatness Index
Auds	04	0.099 ± 0.015	0.208 ± 0.043	0.52 ± 0.09	0.38 ± 0.04	0.39 ± 0.07	0.78 ± 0.12
	05	0.096 ± 0.012	0.217 ± 0.039	0.72 ± 0.17	0.43 ± 0.06	0.34 ± 0.07	0.87 ± 0.09
	06	0.087 ± 0.012	0.208 ± 0.030	0.54 ± 0.12	0.43 ± 0.05	0.35 ± 0.05	0.80 ± 0.12
	08	0.092 ± 0.018	0.194 ± 0.042	0.54 ± 0.14	0.39 ± 0.06	0.38 ± 0.06	0.79 ± 0.11
	09	0.083 ± 0.015	0.203 ± 0.039	0.80 ± 0.09	0.45 ± 0.05	0.36 ± 0.07	0.88 ± 0.08
	10	0.090 ± 0.013	0.242 ± 0.052	0.79 ± 0.14	0.46 ± 0.07	0.39 ± 0.06	0.90 ± 0.07
	47	0.086 ± 0.016	0.201 ± 0.033	0.54 ± 0.13	0.39 ± 0.08	0.37 ± 0.09	0.87 ± 0.08
Average		0.090 ± 0.014	0.210 ± 0.040	0.64 ± 0.13	0.42 ± 0.06	0.37 ± 0.07	0.84 ± 0.10
Auggr	14	0.057 ± 0.021	0.149 ± 0.040	0.16 ± 0.08	0.35 ± 0.05	0.47 ± 0.06	0.82 ± 0.10
	22	0.074 ± 0.017	0.213 ± 0.046	0.55 ± 0.17	0.45 ± 0.05	0.43 ± 0.08	0.84 ± 0.10
	34	0.087 ± 0.019	0.210 ± 0.087	0.55 ± 0.11	0.38 ± 0.09	0.37 ± 0.09	0.84 ± 0.10,
	35	0.079 ± 0.012	0.175 ± 0.038	0.64 ± 0.11	0.37 ± 0.07	0.35 ± 0.06	0.87 ± 0.11
	42	0.077 ± 0.006	0.219 ± 0.023	0.55 ± 0.15	0.45 ± 0.09	0.44 ± 0.03	0.76 ± 0.10
	46	0.080 ± 0.016	0.214 ± 0.051	0.34 ± 0.14	0.37 ± 0.15	0.44 ± 0.10	0.89 ± 0.07
Average		0.076 ± 0.015	0.197 ± 0.048	0.47 ± 0.13	0.40 ± 0.08	0.42 ± 0.07	0.84 ± 0.10
Jbgr	01	0.078 ± 0.012	0.175 ± 0.030	0.81 ± 0.10	0.41 ± 0.04	0.35 ± 0.06	0.92 ± 0.06
	02	0.055 ± 0.012	0.126 ± 0.038	0.33 ± 0.14	0.43 ± 0.06	0.32 ± 0.07	0.87 ± 0.09
	03	0.076 ± 0.017	0.234 ± 0.064	0.34 ± 0.11	0.39 ± 0.04	0.47 ± 0.06	0.89 ± 0.09
	07	0.086 ± 0.019	0.229 ± 0.050	0.48 ± 0.09	0.42 ± 0.05	0.40 ± 0.09	0.87 ± 0.09
	15	0.077 ± 0.012	0.170 ± 0.035	0.46 ± 0.12	0.37 ± 0.06	0.36 ± 0.07	0.90 ± 0.05
Average		0.074 ± 0.014	0.187 ± 0.043	0.48 ± 0.11	0.40 ± 0.05	0.38 ± 0.07	0.89 ± 0.08
Jfbgr	24	0.087 ± 0.014	0.207 ± 0.057	0.51 ± 0.13	0.39 ± 0.07	0.37 ± 0.08	0.91 ± 0.08
	27	0.064 ± 0.003	0.143 ± 0.050	0.43 ± 0.16	0.34 ± 0.10	0.40 ± 0.11	0.90 ± 0.09
	45	0.086 ± 0.023	0.220 ± 0.040	0.60 ± 0.15	0.37 ± 0.08	0.43 ± 0.09	0.86 ± 0.08
Average		0.079 ± 0.013	0.190 ± 0.049	0.51 ± 0.15	0.37 ± 0.08	0.40 ± 0.09	0.89 ± 0.08

Abbreviations are the same as in Table 1.

**Table 6. Morphological characteristics of zircon crystals from the plutonic rocks.**

Rock type	Prism Index	Pyramid Index	Elongation Index
Auds	0.520.80 {100}D	0.380.46 {101}D	0.340.39
Auggr	0.160.71 mixed	0.350.45 {100}D to {211}	0.350.58
Jbgr	0.330.81 mixed	0.370.43 {211}D to {101}	0.320.47
Jfbgr	0.430.72 mixed	0.340.41 {101}D to {211}	0.370.47

D; dominant. Other abbreviations are the same as in Table 1.

그마 수증기압을 산정해 보았다(Fig. 11). 이들 수증기압의 평균값은 섬록암-섬강암질암이 약 5kb, 편마상 화강암이 평균 약 3kb, 흑운모 화강암이 평균 약 0.7kb, 그리고 세립질 흑운모 화강암이 평균 약 3 kb로 나타난다.

## 토 의

본역의 심성암류는 크게 다섯 개 암상으로 구분되며 이는 그 야외 산상과 화학적 성질 차이에서 별도의 심성암체를 나타내는 것으로 생각된다. 따라서 이들은 정

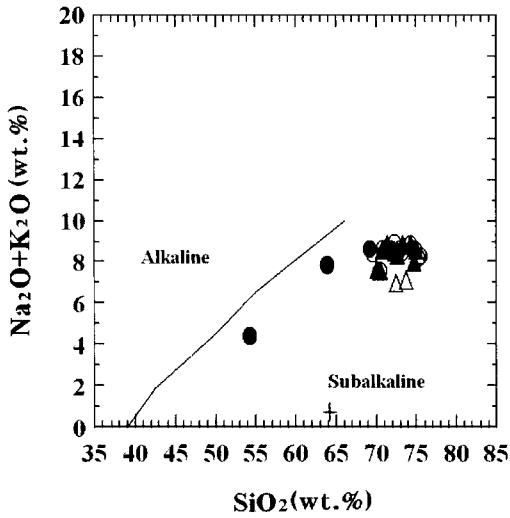


Fig. 7.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  diagram (Irvine and Baragar, 1971). Symbols are the same as in Fig. 2.

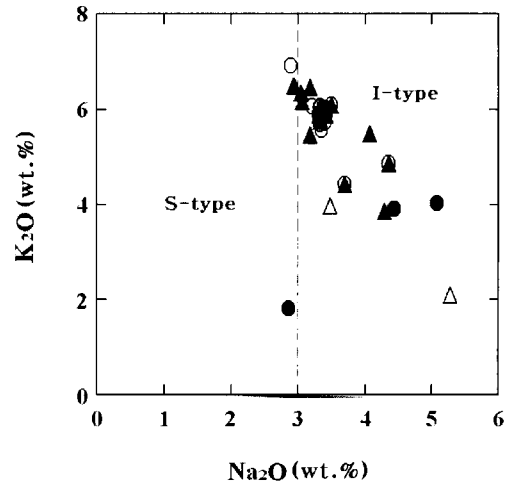


Fig. 9.  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{Na}_2\text{O}$  variation diagram (Chappell and White, 1974). Symbols are the same as in Fig. 2.

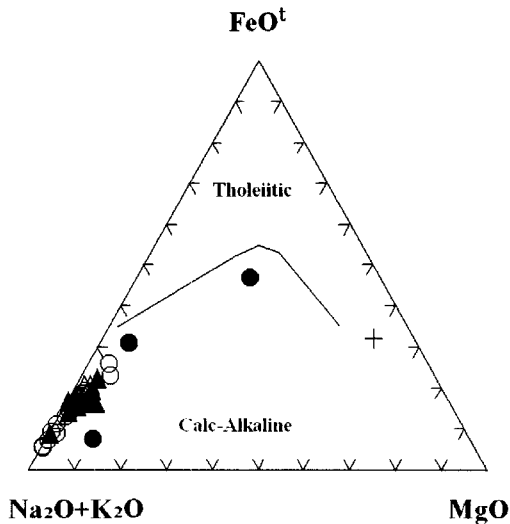


Fig. 8. AFM ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}^{\text{t}}-\text{MgO}$ ) triangular diagram. A; The boundary between tholeiitic and calc-alkaline rock series, B; Typical calc-alkaline rock series (Kawano *et al.*, 1961).  $\text{FeO}^{\text{t}}$ ; Total Fe as  $\text{FeO}$ . Symbols are the same as in Fig. 2.

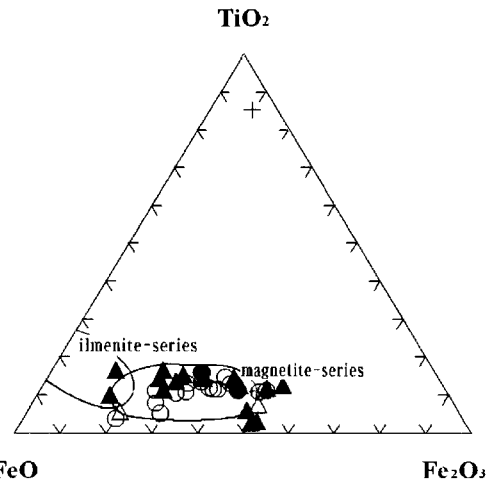


Fig. 10.  $\text{TiO}_2-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$  triangular diagram (Tsusue and Ishihara, 1974). Symbols are the same as in Fig. 2.

치시기가 각기 다를 것으로 생각되며 앞으로 이에 대해 더 자세한 연대측정 등의 관련 연구가 필요하다. 이 암체들은 다섯 번의 관입단계에 따라 맥동적으로 정치했던 별도의 에피소드를 나타낸다. 그리고 화학적 자료에 의하면 이들 각 암체는 관입시의 조구조 환경이 대륙호 마그마작용에 의해 생성된 산물이다. 또한 이

심성암체는 대륙충돌의 산물에 해당되는 S-형이 아니고 조산운동의 산물에 해당되는 I-형이며 모든 암체는 칼크알칼리 마그마로부터 형성된 산물이다.

Pearce *et al.*(1984)의 구분표에 의하면 본역의 화강암류들은 VAG + Syn-COLG 영역에 점시된다(Fig. 12). 여기서 VAG는 화산호 화강암(volcanic arc granites)이며 Syn-COLG는 충돌 동시성 화강암(Syn-collision granites)을 말한다. 이와 같은 결과는 연구지역의 중생대 심성암류가 해양판의 섭입과 관련이 있는 호상열도나 응력장이 작용하는 대륙주변부 환경에서 형성되었음을 시사한다.

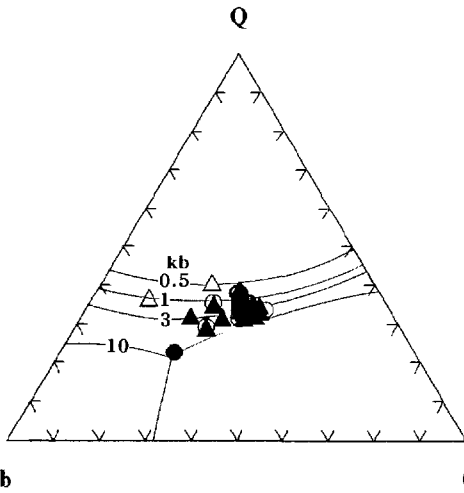


Fig. 11. Normative Q-Ab-Or triangular diagram (Tuttle and Bowen, 1958). Symbols are the same as in Fig. 2.

요약하면 본역의 심성암류는 도호, 대륙호 혹은 대륙충돌 화강암 중에서도 대륙호 구조조 환경에 속하는 것으로 생각할 수 있다. 하지만 야외 자료에 의하면 대양지각의 흔적이 발견된 바 없고 주변에 대륙을 지시하는 선캠브리아기의 고변성암이 대규모로 둘러싸고 있기 때문에 대륙충돌과 도호에 대한 구조조 환경은 배제되어야만 한다. 영주저반과 안동저반에서도 동일한 양상을 나타낸다(황상구 외, 1999; 황상구 외, 2002a). 그러나 영주저반은 전암 대자울 값과 불투명 광물의 조성으로부터 티탄철석계열에 속해 환원환경이지만, 반면에 본역 심성암류는 안동저반과 같이 자철석계열에 속해 산화환경을 나타내기 때문에 서로 성인으로 상당히 다르다는 것을 지시한다. 본역은 대륙호가 형성되는 조산대 구조조적 환경에서 먼저 섬록암-섬장암질암이 관입되었고 편마상 화강암, 흑운모 화강암, 세립질 흑운모 화강암이 단계적으로 관입되었음을 지시한다. 그리고 이후에 성인이 완전히 다른 백악기 화강암이 본역의 중동부에서 관입되었다.

즉 화성과정은 네 암체 중 먼저 섬록암-섬장암질암이 본역의 지하 약 17 km 부근에 약 5 kb의 수증기압을 가지고 관입하였다. 그 후 지하 10 km 까지 약 7 km 정도 지반이 상승함에 따라 3 kb 정도의 수증기압을 갖는 보다 산성의 편마상 화강암의 관입이 있었다. 계속적으로 지하 약 2 km까지 8 km 정도로 지반이 상승한 후 흑운모 화강암이 약 0.7 kb의 수증기압을 가지고 관입하였다. 그 후 여기에 약 3 kb 정도의 수증기압을 가진 세립질 흑운모 화강암이 관입한 것으로 추정된다.

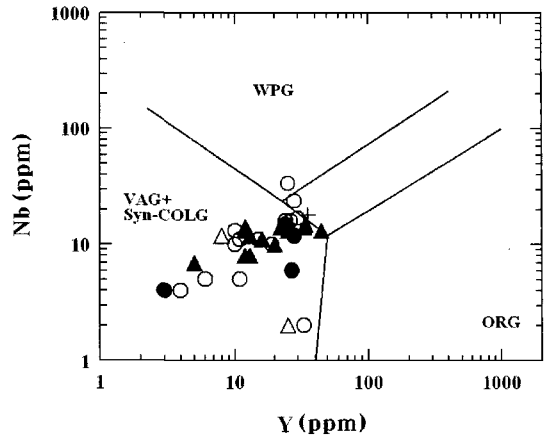


Fig. 12. Tectonic discriminant diagram of Nb versus Y (Pearce *et al.*, 1984). Symbols are the same as in Fig. 2.

야외의 증거에 의하면 본역에서 마그마작용이 영주저반(황상구 외, 1999), 안동저반(황상구 외, 2002b)와 보현산 심성암류(황상구와 최범영, 2001)에서와 같이 별도의 다관입상(multi-intrusive phase)으로 구분되는 것은 본역의 암석들이 비교적 긴 기간 동안에 생성된 마그마의 복수 배치로부터 결정화되었다고 할 수 있다. 그러나 앞으로 이 암석들의 시간적 구분에 근거하여, 이 저반의 마그마 근원지에 대한 것도 연구되어야 한다.

심성암체 내에서 암상 변화는 흔히 주원소와 미량원소인  $\text{SiO}_2$ 의 증가에 따라 체계적이고 연속적인 조성변화를 보여 분화작용에 의한 마그마진화를 겪는다(황상구 외, 2000; 황상구와 이보현, 2002). 반면에 본역의 암체들은 산화물의 조성변화에서 서로에 대한 체계적이고 연속적인 변화를 인식할 수 없어 각각의 암체는 동일 마그마로부터 유래되지 않고 서로 독립적인 조성의 마그마로부터 형성되었다고 판단된다(예 Kwon *et al.*, 1994; Cheong and Chang, 1996; Amelin *et al.*, 1997; 황상구 외, 1999; 황상구와 최범영, 2001; 황상구 외, 2002b). 특히 섬록암-섬장암질암과 나머지 화강암류 간에는 더 두드러진 차이를 보여주기 때문에 처음부터 그 성인적 차이가 있는 것으로 판단된다. 그러나 각 암체들이 구조조 환경이 같고 성인적 연관성이 있다고 하더라도 처음부터 마그마 근원지로부터 달랐던지 아니면 처음 근원지에서 같았더라도 마그마과정이 달랐음을 암시한다. 그러나 전자인 경우 이질적 근원지의 부분용융으로부터 유래되었는지 혹은 동질적 근원지의 부분용융 정도차이로부터 달라질 수도 있기 때문에 앞으로 성인적 관계를 더 살펴볼 필요가 있다.

본역에서 각 암체에 대한 마그마는 서로 다른 마그

마에서 유래되었으며, 각 암체의 정치는 각 에피소드 간에 시간적 간격을 두고 맥동적으로 일어났다. 즉 본역에서 산성 심성암의 관입이 네 차례에 걸쳐 일어났으며 그후에 본역 중동부에서 백악기 심성암이 관입하였다.

본역은 분별결정작용을 지시하는 체계적인 변화를 나타내지 않기 때문에 암체들간의 조성변화는 동일한 일차 마그마로부터 단순한 분별결정작용에 의해 설명될 수 없다. 원소들의 불규칙한 거동은 다양한 근원물질 혹은 상이한 근원물질의 불완전한 혼합을 지시한다. 이러한 조성변화는 조산운동 유희 동안과 후에 상이한 근원물질의 유입에 관련될 수도 있다(Batchelor and Bowden, 1985). 본역의 심성암류는 독립적으로 일어나는 내부적인 분화과정이나 혹은 혼합과정만으로 설명할 수 없다. 이 심성암류는 각 암체 자체를 형성할 때에 근원물질이 불균질했었는지가 미지수이며 분화와 혼합의 조합이 결부되었는지가 문제이다. 근원물질이 불균질하더라도 이 자체가 불균질 근원물질의 부분용융에만 의한 결과인지 혹은 혼합에 의한 결과인지는 분명하지 않다. 그러므로 이러한 차이를 알아내기 위해서는 각 암체간에 더 많은 원소들의 암석화학적 상이성을 찾아내야 한다.

## 결 론

본역의 심성암류는 시대 미상의 섬록암-섬장암질암과 편마상 화강암, 쥘라기의 흑운모 화강암과 세립질 흑운모 화강암으로 구분되며, 이들은 모두 선캄브리아기의 변성암 복합체를 관입하고 있고 낙동층에 의해 부정합으로 피복되어 있으므로 그 관입 시기는 백악기 이전으로 생각된다.

광물조성에서 섬록암-섬장암질암은 석영몬조니암, 화강섬록암과 토날라이트 영역에, 편마상 화강암, 흑운모 화강암과 세립질 흑운모 화강암은 화강암 영역에 해당된다.

섬록암-섬장암질암은 암석화학적으로 다른 화강암에 비해 낮은 SiO<sub>2</sub> 함량, 분화지수와 라센지수를 가지며, 지어론의 형태는 섬록암-섬장암질암에서 {100}형이 우세하게 나타나고 화강암류에서 {100}형과 {110}형의 중간형이 주로 나타난다. 그래서 섬록암-섬장암질암이 보다 고온의 마그마에서 형성되었음을 지시한다.

본 심성암류는 칼크알칼리 계열을 따르고 있고, 기원암이 대부분 I-형이며, 대체로 자철석 계열이 주를 이루지만 부분적으로 티탄철석 계열에 속한다.

각 암체의 화성과정은 먼저 섬록암-섬장암질암이 지

하 약 17 km 부근에 약 5 kb의 수증기압을 가지고 관입하였다. 그 후 지하 10 km에 3 kb 정도의 수증기압을 갖는 편마상 화강암이 관입되었다. 계속해서 지하 약 2 km에 흑운모 화강암이 약 0.7 kb의 수증기압을 가지고 관입하였다. 마지막으로 지하 약 8 km 정도 지반의 침강이 일어났으며, 여기에 약 3 kb 정도의 수증기압을 가진 세립질 흑운모 화강암이 지하 약 10 km에 관입한 것으로 추정된다.

## 사 사

이 논문은 2001년도 경북대학교 연구비 지원에 의하여 연구되었으며 이에 사의를 표한다. 본 논문의 심사과정을 통하여 세심한 비평과 건설적인 의견을 해주신 전북대학교 오창환 교수와 한국지질자원연구원 윤현수 박사께 심심한 감사를 드린다.

## 참고문헌

- 김옥준, 1971, 남한의 신기 화강암류의 관입 시기와 지각 변동. 광산지질, 4, 1-9.
- 김정환, 임주환, 1974, 한국지질도 구미 도폭. 국립지질광물연구소, 20 p.
- 배중오, 1984, 김천 지역에 분포하는 화강암질암류의 암석학적 고찰. 경북대학교 석사학위논문, 52 p.
- 시마자키, 이민성, 1981, 남한에 분포하는 I-형과 S-형 화강암류에 대한 고찰. 지질학회지, 17, 198-193.
- 윤현수, 홍세선, 2003, 김천 남부에 분포하는 화강암류의 지구화학. 암석학회지, 12, 16-31.
- 이윤종, 김중욱, 1983, 화강암류의 성인적 분류 및 구조적 환경에 대한 고찰. 경북대학교 논문집(자연과학), 36, 439-445.
- 정창희, 김상욱, 고인석, 김항목, 1989, 한국지질도 선산 도폭. 한국동력자원연구소, 26 p.
- 최복렬, 김용준, 1990, 상주 남서부에 분포하는 화성암류에 대한 암석지화학적 연구. 광산지질, 23, 329-342.
- 황상구, 김상욱, 장태우, 김정민, 이상근, 1999, 영주저반의 관입상과 화성과정. 자원환경지질, 32, 669-688.
- 황상구, 안웅산, 김상욱, 2000, 영주저반의 부석암체 내에서 공간적 조성변화와 그 성인. 자원환경지질, 33, 147-163.
- 황상구, 이보현, 2002, 안동심성암체의 역누대 조성변화와 그 성인. 자원환경지질, 35, 75-95.
- 황상구, 장윤득, 이윤종, 2002a, 안동저반 심성암류의 암석 성인. 암석학회지, 11, 200-213.
- 황상구, 장태우, 김정민, 안웅산, 이보현, 2002b, 안동저반의 암상과 다상정지. 지질학회지, 38, 51-65.
- 황상구, 최범영, 2001, 영천 북부 보현산 일대 심성암류의 암상변화와 화성과정. 지질학회지, 37, 1-20.
- Amelin, Y.V., Larin, A.M. and Tucker, R.D., 1997, Chronol-

- ogy of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127, 353-368.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J. and Verhoogen, J., 1974, *Igneous petrology*. MacGraw Hill, 739p.
- Cheong, C.-S. and Chang, H.-W., 1996, Geochemistry of the Daebo granitic batholith in the central Ogcheon belt: a preliminary report. *Econom. Environm. Geol.*, 29, 483-493.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- French, W.J. and Adams, S.J., 1972, A rapid method for the extraction and minerals. *Analyst*, 97, 828-832.
- Hayashi, M., Watanabe, K. and Watanabe, M., 1990, Crystal morphology of zircon in granitoids from the Fukuoka city area and its surrounding, northern Kyushu, Japan. *J. Min. Pet. Econ. Geol.*, 85, 514-521 (in Japanese).
- Hayashi, M., 1990, Zircon crystal morphology and its application to earth science. *J. Geol. Soc. Japan*, 96, 117-123.
- Henderson, P., 1982, *Inorganic geochemistry*. Pergamon Oxford, 353p.
- Hine, R., Williams, I.S., Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1978, Contrast between I-type and S-type Granitoids of the Kosciusko Batholith. *J. Geol. Soc. Australia*, 25, 219-235.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Ishihara, S., 1971, Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the inner zone of southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, 77, 441-452.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol. Japan*, 27, 293-305.
- Ishihara, S., Lee, D.S., Karakida, Y., Kim, S.Y. and Kanaya, H., 1978, Correlation between granitoids in southwestern Japan and the southern Korean Peninsula (abstract). *Mining Geol. Japan*, 28, 55-56 (in Japanese).
- Kostov, I., 1973, Zircon morphology as a crystallogenic indicator. *Kristall and Technik*, 8, 11-19.
- Kranscopf, K.B., 1979, *Introduction to Geochemistry*. 2nd, MacGraw Hill, Tokyo, 337-338.
- Kwon, S.T., Cho, D.L., Lan, C.Y., Shin, K.B., Lee, T. and Mertzman, S.A., 1994, Petrology and geochemistry of the Seoul granitic batholith. *J. Petrol. Soc. Korea*, 3, 109-127.
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982, *Principles of geochemistry*. John Wiley and Sons, New York, 392p.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochem. Cosmochim. Acta.*, 44, 287-308.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. of Petrol.*, 25, 956-983.
- Pechevskiy, D.M., 1965, Statistical analysis of the reasons for the varying magnetization of the granitoids of the Verkhoysk Chukotka fold region and the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. *Int'l. Geol. Rev.*, 7, 1963-1976.
- Petro, W.L., Vogel, T.A. and Wolband, J.T., 1979, Major element chemistry of plutonic rocks studies from compressional an extensional plate boundaries. *Chemical Geol.*, 26, 217-235.
- Pupin, J.P., 1980, Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 207-22.
- Pupin, J.P. and Turco, G., 1972, Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Sc. Fr. Min. Crystallo.* 95, 348-359.
- Ringwood, A.E., 1955, The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization, Part 1: The influence of electronegativity. *Geochim. Acta*, 7, 189-202.
- Shibata, K. and Ishihara, S., 1979, Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of the plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 381-390.
- Shiraki, K., 1966, Some aspects of the geochemistry of chromium. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 14, 10.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Taylor, S.R., 1965, The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, 6, 133-213.
- Tsue, A., 1978, Petrographic province of granitoids in the southern Korean Peninsula, a preliminary report (abstract). *Mining Geol. Japan*, 28, 55 (in Japanese).
- Tsue, A. and Ishihara, S., 1974, The iron-titanium oxides in the granitic rocks of southwest Japan. *Mining Geol.*, 24, 13-30 (in Japanese).
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system. *Geol. Soc. Am. Mem.* 74.
- Wedephol, K.H., 1978, *Handbook of geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, II/3, 26-A-10.

(2004년 4월 20일 접수; 2004년 5월 20일 채택)