

경주 남산일대의 A-형 화강암의 암석학 및 지화학적 특성

고정선 · 윤성효 · 이상원

부산대학교 지구과학과

요 약 : 한반도 남동부 경주시 일원에 분포하는 남산화강암체에서 산출되는 A-형 화강암에 대한 암석학 및 지화학적 특성에 대하여 고찰하였다. 남산화강암체는 북부의 하이퍼슬브스 알칼리장석화강암과 남부의 서브슬브스 알칼리장석화강암 및 흑운모화강암으로 구성된다. 이들 중 하이퍼슬브스 화강암은 정동구조를 나타내며, 특징적으로 퍼다이트 조직을 나타내는 알칼리장석, 석영과 이들 사이의 간극을 충전하고 있는 철이 풍부한 흑운모와 알칼리각섬석 및 형석으로 구성되며, 석영과 알칼리장석은 종종 미문상조직을 나타낸다. 남산화강암체의 하이퍼슬브스화강암 및 서브슬브스화강암은 암석기재 또는 지화학적 특징을 볼 때, 각각 A-형 및 I-형의 화강암계열에 속한다. 남산지역의 A-형 화강암은 지화학적으로 남한지역의 후기백악기 I-형의 불국사화강암류와 구분된다. 즉 높은 SiO_2 , Na_2O , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Rb, Nb, Y, Zr, Ga, Th, Ce, U 함량을 나타내며, TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, P_2O_5 , MnO, MgO, Ba, Sr, Eu 등은 낮은 함량을 나타낸다. 또한 높은 Ga/Al비를 나타내며, 희토류원소의 전체함량이 약 293~466 ppm으로 분화가 상당히 많이 진행된 화강암의 조성을 보여주며, 희토류원소의 변화패턴도 특징적으로 심한 Eu '이상($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.03-0.05$)을 나타내는 편평(flat)한 양상을 한다. 남산지역의 A-형 하이퍼슬브스 화강암은 하부지각에서, 탈수화된 토날라이트질 혹은 백립암질 물질이, 맨틀로부터 새로운 열원의 공급에 의해, 고온에서 부분용융되어 만들어진 A-형 마그마로부터 유래하였을 가능성을 나타낸다.

핵심어 : 남산화강암체, 하이퍼슬브스 화강암, A-형 화강암

서 론

1970년대 이후, 화강암계열의 구분에 관해 몇가지가 제안되었는데 Chappell and White(1974)와 White and Chappell(1983)은 칼크-알칼리화강암류를 I-형과 S-형으로 분류하고, 조산대에서의 화강암질 마그마작용과 이와 관련된 광화작용 및 암석성인의 해석을 시도하였다. 한편 White(1979)는 I-형의 화강암보다 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ 의 비는 낮고, $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 의 비가 높은 특징을 가진 M-형(Mantle-source type)의 화강암계열을 제시하고 조산대에서 상부 맨틀 기원의 낮은 알칼리 함량을 가진 열기성 화성암류가 M-형 화강암질 마그마의 성인과 밀접히 연관된다고 제시하였다. 조산운동과 연관되지 않은 화강암(anorogenic granites)은, Loiselle and Wones(1979)에 의해 비조산대(nonorogenic) 혹은 조산운동이 있는 후(postorogenic), 장력이 작용하는 조구적 위치에서 주로 산출되며 비교적 무수(無水) 조성을 갖는 점이 강조되어 A-형 화강암으로 정의된 후, 화강암의 성질 및 성인에 대한 하나의 중요한 주제가 되

어 왔다. Collins 등(1982)는 오스트레일리아 남동부의 Lachlan Fold Belt에서 후기에 관입한, 소규모의 화강암의 한 종류로서 A-형 화강암을 인식하고, 이는 먼저 형성된 I-형의 마그마로부터 잔류물(resites)의 부분용융에 기인하여 생성되었다고 설명하였다. Anderson(1983)과 Creaser 등(1991)은 A-형 화강암이 먼저 있었던 조산운동에 의해 형성된 I-형의 토날라이트-화강섬록암질 지각의 용융에 의해 생성되었다는 암석성인적 모델을 제시하였다. Eby(1990)는 A-형으로 분류되는 화강암류와 이에 연관된 암석들 내에서 지구화학적으로 다양성이 있음을 강조하였다.

경주 남산일대에 분포하는 화강암은 백악기~고제 3기에 활발하였던 불국사화성활동 이후에 관입 정치되었으며, 그 후 변형을 거의 받지 않은 상태로 보존되어 있으며, 암석기재적으로 A-형 화강암의 특징을 잘 나타내고 있다고 알려져 있다(윤성효와 황인호, 1990). 본 연구에서는 남산일대 화강암체를 구성하는 주요광물조성, 미량원소 및 희토류원소의 조성을 검토하여 남산일대의 A-형 화강암의 암석학적 및 지구

화학적 특징을 고찰하고자 한다.

지질개요

연구지역의 지질은 하위로부터 백악기의 대구층과 이를 관입한 각섬석흑운모화강섬록암, 흑운모화강암과 알칼리장석화강암, 그리고 제3기 화산암과 층적층으로 구성된다(Fig. 1). 본 역에서 최고기층인 대구층은 흑색, 회색 및 저색의 세일과 사암으로 구성되며, 화강암의 관입에 의해 화강암체 주위에서 평균 폭 2~3 km의 호온펠스화된 접촉변성대(contact aureole)를 형성한다. 본암층의 주향과 경사는 대체로 N30~45°W, 20~40°SW로, 전체적으로 볼 때 이중 화강암질 환상구조의 중심을 향해 경사져 있다. 경주지역의 남산화강암체와 토함산화강암체(윤성효와 황인호, 1990)는 한반도 동남부 경상분지 남부에서 백악기~제3기초의 불국사화강암류들이 동심원상암체(원종관, 1968), 二重 환상타원체(이운종, 1980) 또는 二重 화강암질 환상구조(차문성, 1985)를 나타내는 외측부 화강암체의 동쪽, 경주에서 울산에 이르기까지 북서~남동방향으로 관입 분포하는 이운종(1980)이 분류한 D-그룹 화강암의 일부이다. 남산화강암체는 경주시 남쪽 남산(471 m)에서 마석산(451.1 m)을 지

나 외동읍 모화리에 이르는 연장 약 20 km, 평균 폭 3~5 km의 암주이며, 북부는 담홍색을 띠는 알칼리장석화강암으로, 남부는 알칼리장석화강암~흑운모화강암으로 구성되며, 양산단층에 의하여 서쪽부의 유천소분지의 화산암류들과 분리되며, 울산단층(최현일 등, 1980)에 의하여 동쪽의 I-형의 토함산화강암체와 분리된다(윤성효와 황인호, 1990). 토함산화강암체는 각섬석흑운모화강섬록암과 흑운모화강암으로 구성된다. 각섬석흑운모화강섬록암, 흑운모화강암과 알칼리장석화강암은 대구층을 암주상으로 관입하여 분포하며, 제3기 화산암과 층적층에 피복된다.

암석기재

각섬석흑운모화강섬록암

토함산화강암체의 동쪽 주변부에 위치하며, 육안상 조립질의 암회색 내지 암녹색을 띠며, 부분적으로 세립질 석기에 사장석 반정을 함유하는 반상조직을 한다. 대구층과 주사산안산암과의 관입접촉부 부근에서는 때때로 직경 5~8 cm의 아각상 또는 아원상의 회녹색 포획체를 함유하는데, 이는 화강암질 마그마가 정치될 때 퇴적암 또는 안산암 등의 주위암체가 동화되면서 형성된 것이다(윤성효와 황인호, 1990). 본 암의 주구성 광물로서는 사장석, 석영, 알칼리장석이며, 흑운모와 각섬석이며, 부수적으로 인회석, 녹염석, 저어콘, 불투명광물 등이 수반되어 나타난다. 사장석은 주로 안데신(An_{20-47})이며, 알바이트쌍정, 알바이트-칼스바드쌍정, 페리크린 쌍정과 누대구조를 나타내며, 일부 녹염석, 녹니석, 점토광물 등으로 변질되어 있다. 석영은 자형 내지 반자형이며, 알칼리장석은 퍼다이트, 1 mm이하의 미사장석 또는 소규모로 입간을 충전하고 있다. 흑운모는 다색성(X=yellowish brown, Y=Z=brown)을 띠며, 부분적으로 녹니석과 자철석으로 변질되어 있다. 각섬석은 주상의 반자형 또는 육각형의 자형으로 산출되며, 약한 다색성(X=pale green, Z=green)을 나타낸다.

흑운모화강암

토함산화강암체의 중심부와 남산 화강암체의 남부 마석산 일원 분포하는 흑운모화강암은 대체로 중립

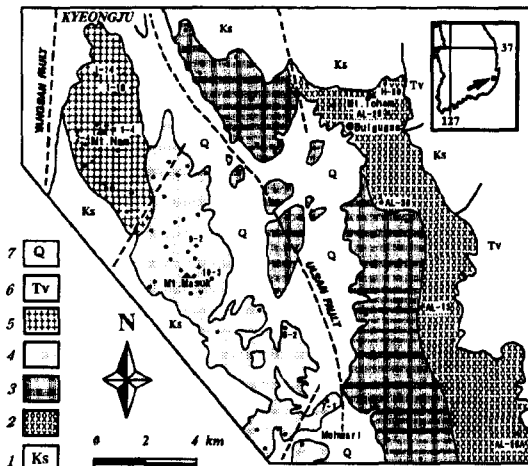


Fig. 1. Geological map of the Namsan and Toham-san granites in the vicinity of Kyeongju city, modified from Yun and Hwang(1990). [1: Taegu Formation, 2: Toham-san hornblende-biotite granodiorite, 3: Toham-san biotite granite, 4. Masuksan biotite granite, 5. Namsan alkali-feldspar granite, 6. Tertiary volcanic rocks, 7: Alluvium]

Table 1. Modal compositions of the Namsan and Tohamsan granitic rocks

	Namsan alkali-feldspar granite																				
	N1-5	N1-6	N1-7	N1-8	N1-9	N1-10	N1-11	N1-12	N1-14	N2-1	N2-3	N2-4	N2-6	N2-10	N2-11	N11-2	N11-3	N11-5	N11-6	AP1-4	
Quartz	33.5	30.4	38.7	41.1	39.8	34.0	34.2	38.1	31.4	34.7	42.2	39.7	45.5	39.6	33.7	35.3	35.8	32.6	24.9	32.1	
Alkali feldspar	65.9	68.7	59.1	55.8	57.2	63.6	61.3	60.8	65.1	63.5	55.5	59.0	52.5	64.2	62.3	66.0	63.2	65.0	73.2	66.2	
Plagioclase	-	0.2	-	-	-	-	-	0.1	-	0.6	-	-	-	-	-	0.9	-	-	-	0.2	
Biotite	0.2	0.4	0.9	1.6	1.1	0.1	2.8	0.9	0.2	0.2	0.9	0.8	0.9	0.1	2.3	-	0.5	0.4	0.6	1.4	
Amphibole	0.2	-	0.2	1.4	1.2	1.3	0.2	-	0.3	1.3	0.3	tr	tr	-	tr	tr	tr	-	0.5	-	
Fluorite	-	-	0.9	-	0.3	0.4	1.1	-	0.5	tr	0.3	-	-	-	tr	tr	tr	-	0.5	-	
Chlorite	-	-	-	tr	0.3	0.2	-	-	-	-	-	-	0.1	0.1	tr	0.4	0.1	-	-	-	
Opaque mineral	-	0.1	tr	tr	tr	0.2	tr	tr	-	0.1	0.5	0.2	0.6	0.1	tr	0.2	0.1	0.8	0.1	-	
Zircon	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0.2	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	

	Namsan biotite granite																			
	N3-5	N7-1	N7-2	N7-3	N8-1-2	N8-2	N8-3	N9-1	N9-2	N10-3	N4-2	AP3-1	AP9-2-1	AP10-1	N5-1	N12-1	N12-2	N12-3	N12-4	N12-5
Quartz	36.3	30.4	36.7	35.3	36.5	37.8	33.0	29.1	36.9	33.7	36.1	30.9	35.8	33.7	36.1	36.8	13.4	32.0	31.0	34.5
Alkali feldspar	58.0	57.0	55.9	58.7	51.6	50.6	58.7	64.3	56.9	56.9	58.6	68.1	62.6	64.5	44.5	62.2	60.0	64.0	65.7	61.9
Plagioclase	3.3	10.7	5.8	5.4	10.4	9.9	7.1	5.2	4.1	7.9	3.3	-	0.5	1.0	16.0	0.4	22.4	2.1	-	2.2
Biotite	2.3	0.4	-	0.1	1.1	1.5	0.2	0.5	1.1	-	1.7	0.2	0.1	0.3	2.3	0.2	0.3	1.0	-	0.3
Amphibole	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Fluorite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chlorite	-	1.3	1.0	-	0.1	-	0.7	0.7	0.5	1.0	-	-	0.2	0.3	-	0.2	2.5	0.7	-	0.8
Opaque mineral	0.1	0.1	0.4	0.4	0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	0.3	0.2	0.1	-	0.1	0.9	-	1.1	0.1	2.2	0.2
Zircon	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	tr	-	tr	tr	tr

	Tohamsan biotite granite										Tohamsan hornblende biotite granodiorite#					
	N12-6	N12-7	N12-8	N12-11	N12-12	N13-3	N13-3-1	N13-3-2	N13-5	AP12-9	AL-56A	AL-13	AL-36	AL-29	H-60	H-80
Quartz	33.2	31.0	39.4	37.3	29.5	36.8	40.2	37.5	35.0	5.6	22.9	2.65	27.1	25.7	28.4	33.8
Alkali feldspar	56.7	61.9	49.8	51.2	66.0	54.8	55.1	59.6	61.0	75.4	12.5	17.8	15.1	29.6	27.2	30.6
Plagioclase	8.8	6.0	10.0	10.7	3.0	7.1	3.1	2.0	2.0	18.1	50.6	46.0	47.5	37.3	39.5	31.9
Biotite	0.1	-	0.1	-	-	0.9	0.9	0.7	1.6	-	5.5	2.3	7.7	5.7	3.0	2.5
Amphibole	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0	1.9	1.5	-	0.8	-
Fluorite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chlorite	0.8	1.0	0.2	0.1	1.4	0.1	0.4	0.2	0.2	0.3	1.5	1.7	0.2	-	-	0.4
Opaque mineral	0.2	-	0.3	-	-	-	-	-	-	0.2	0.9	0.1	0.6	0.9	0.2	0.4
Zircon	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	-	-	-

data from Hwang (1995)

남산 : 화강암 · 사장암

질의 등립상조직을 보이며, 마석산 일원에서는 일부 알칼리장석화강암상을 띠며, 주변부에서는 세립질을 나타내기도 한다. 본암은 석영, 알칼리장석, 흑운모와 소량(10% 이하)의 사장석, 녹니석, 자철석, 녹염석 등을 함유한다(Table 1). 석영은 타형이며, 알칼리장석은 칼스반드쌍정을 나타내고, 일부 퍼다이트를 형성하는 것도 있으며, 석영과 알칼리장석은 부분적으로 미문상조직을 나타내기도 한다. 사장석은 올리고

클레이스(An_{20-28})이며, 알바이트쌍정, 칼스반드-알바이트쌍정, 누대구조를 나타내며, 일부 녹니석으로 변질되어 있다. 흑운모는 다색성(X=pale brown, Y=Z=brown)을 띠며, 일부 녹니석으로 변질되어 있다.

알칼리장석화강암

남산화강암체의 북부 남산일원에 주로 분포하며, 우

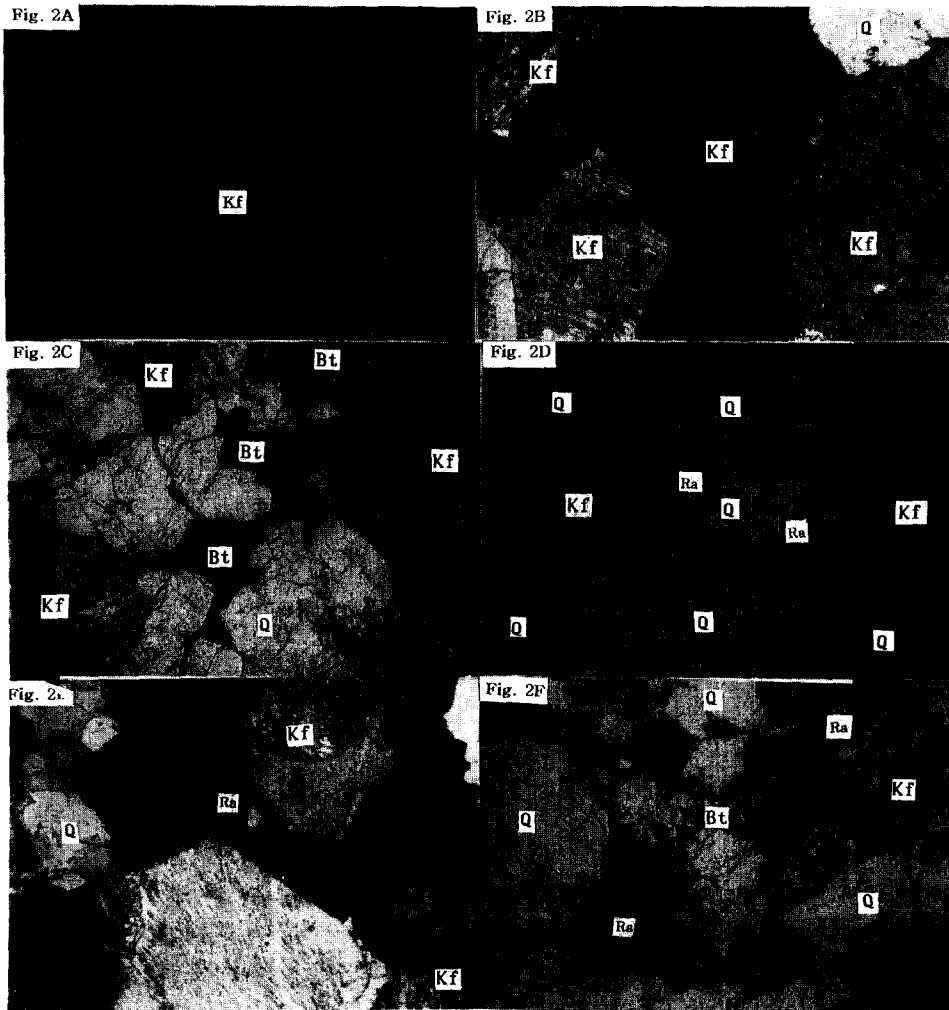


Fig. 2. A: Photomicrograph showing micrographic intergrowth of alkali feldspar and quartz of hypersolvus granite. B: Photomicrograph showing perthitic texture of alkali feldspar. C: Photomicrograph showing interstitial filling of biotite crystal. D: Photomicrograph showing interstitial filling of riebeckitic arfvedsonite crystal. E: Photomicrograph showing late crystallization of riebeckitic arfvedsonite crystal. F: Photomicrograph showing symplectitic intergrowth of riebeckitic arfvedsonite, biotite and fluorite in the interstices of quartz and feldspar grains. The width of photo is about 6 mm. (4×5) (under crossed polars). [Q: Quartz, Kf: alkali feldspar, Ra: Riebeckitic arfvedsonite, Bt: Biotite]

백질의 담홍색 중립질 내지 조립질이며, 정동구조(miarolitic cavity)를 나타내며, 외측부로 갈수록 세립질의 암상을 띠고 있다. 정동내에는 석영, 형석 또는 미량의 방해석 등이 자형으로 함유되어 있다. 경하에서 본암은 알칼리장석(40.6~68.7%), 석영(30.4~56.9%), 흑운모(2.4%이하), 알칼리각섬석(1.5%이하), 형석 및 불투명광물로 구성되며(Table 1), 반자형 입상조직을 나타낸다. 석영은 대체로 타형으로 나타나며, 알칼리장석과 교생하여 미문상조직을 나타내거나(Fig. 2A), 일부 알칼리장석의 쌍정면을 따라 석영이 교생하여 문상조직을 나타내는 것도 있다. 알칼리장석은 대부분이 페다이트 또는 마이크로페다이트이며 일부 정장석으로 구성되어 있다(Fig. 2B). 알칼리장석은 화강암의 체적비중 40.6~68.7%를 차지하며, 정장석은 칼스반드쌍정을 나타내고, 페다이트는 스트링형 또는 로드형이다. 페다이트의 용리 엽리에 대한 화학조성 분석 결과, 전형적인 정장석($Or_{89.5-98.1}Ab_{10.5-1.9}$)과 알바이트($Ab_{98.3-99.1}Or_{1.7-0.9}$)로 구성된다. 흑운모와 각섬석은 석영과 알칼리장석 사이의 간극을 충전하고 있다(Fig. 2C와 2D). 흑운모는 강한 다색성(X=pale brown, Y=brown, Z=dark red brown)을 나타내며, 일부 부분적으로 변질되어 녹니석화되어 있는 부분도 있다. 흑운모는 화학분석 결과, 애나이트(annite; $K_2Fe_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$)로 확인되었다(고정선, 1994). 각섬석은 반자형 내지 타형으로 석영과 장석의 간극을 충전하고 있으며(Fig. 2D), 부분적으로 광물입자를 가로 지르며 나타나고(Fig. 2E), 강한 다색성(X=dark blue, Y=indigo blue, Z=yellowish green)을 띤다. 화학분석 결과, 리베카이틱 아페소나이트(riebeckitic arfvedsonite)로 확인되었다(고정선, 1994). 흑운모와 각섬석은 형석 및 불투명광물과 함께 석영과 장석입자의 간극을 채우고 있으며, 서로 교생하여 심플렉타이트(symplectite)를 형성하고 있다(Fig. 2F).

이상에서 기재한 바와 같이, 남산 일원의 알칼리장석화강암은 오직 페다이트내의 용리 엽리에서만 사장석의 성분(주로 알바이트)을 가지는 즉, 한 종류의 균질한 장석(single homogeneous feldspar)만을 가지는 하이퍼솔브스(hypersolvus) 화강암이며, 특징적으로 석영과 장석의 간극을 충전하는, 결정작용의 후기에 정출된 알칼리각섬석과 Fe이 풍부한 흑운모 및 형석을 함유한다. 이와는 달리 남산 남부 마석산

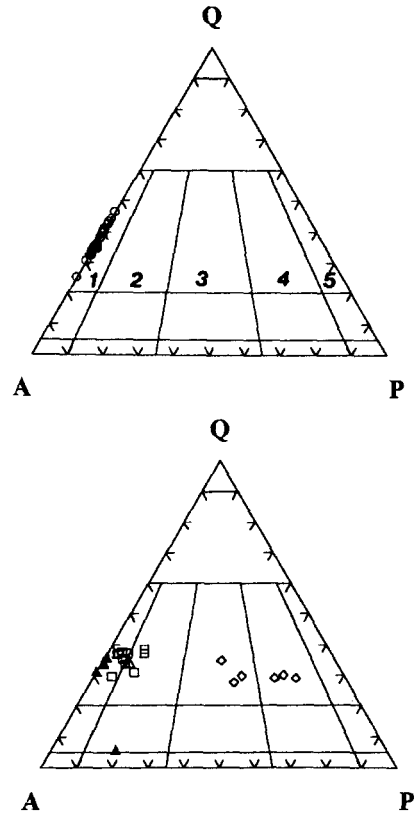


Fig. 3. Modal quartz(Q) - alkali feldspar(A) - plagioclase(P) diagram for the Namsan and Tohamsan granite. [○: Namsan alkali-feldspar granite, ●: aplite from Namsan alkali-feldspar granite, □: Masuksan biotite granite, △: Tohamsan biotite granite, ▲: aplite from Tohamsan biotite granite, ◇: Tohamsan hornblende-biotite granodiorite. (1: alkali-feldspar granite, 2: syeno-granite, 3: monzo-granite, 4: granodiorite, 5: tonalite)

일원과 북동부 동방동 일원에 분포하는 흑운모화강암은 10% 이하의 사장석 결정을 가지는 전형적인 서브솔브스(subsolvus) 화강암이다.

남산화강암체를 구성하는 화강암류의 모우드조성은 Table 1과 같으며, 전체적으로 광물조성에 있어서 알칼리장석, 석영과 사장석의 함유량이 90% 이상을 차지한다. 남산화강암체의 하이퍼솔브스화강암은 대부분이 알칼리장석화강암의 영역에, 남산화강암체 남부 마석산 일원의 서브솔브스화강암과 동방동 일원의 흑운모화강암 및 각섬석흑운모화강암은 알칼리장석화강암에서 화강암과 화강섬록암의 영역에 걸쳐 넓게 도시된다(Fig. 3).

Table 2. Major elements and CIPW normative mineral compositions of the Namsan and Tohamsan granitic rocks.

	Namsan alkali-feldspard granite										Namsan biotite granite							
	NI-6	NI-7	NI-10	NI-14	N2-3	N2-4	N2-12	NI1-5	API-4	N3-5	N4-2	N7-1	N7-2	N8-1	N8-1-2	N8-2	N8-3	N9-1
SiO ₂	79.00	78.40	79.64	78.86	78.95	79.65	78.55	79.53	79.15	78.25	78.51	77.19	78.46	78.38	78.42	78.89	78.51	78.83
TiO ₂	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.06	0.11	0.06	0.06	0.14	0.13	0.18	0.13	0.12	0.14	0.13	0.13	0.13
Al ₂ O ₃	11.68	11.61	11.15	11.25	11.10	0.89	11.53	11.15	11.85	12.30	11.66	12.43	11.82	11.98	12.00	11.71	11.95	12.03
Fe ₂ O ₃	0.25	0.44	0.38	0.49	0.33	0.29	0.47	0.44	0.25	0.23	0.36	0.45	0.33	0.31	0.35	0.33	0.29	0.24
FeO	0.46	0.87	0.77	0.96	0.65	0.58	0.93	0.88	0.51	0.45	0.72	0.89	0.65	0.63	0.70	0.67	0.57	0.49
MnO	-	0.02	0.01	0.03	0.01	-	0.01	-	-	-	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
MgO	0.02	0.09	0.05	0.08	0.02	0.05	0.10	0.07	0.05	0.13	0.13	0.29	0.10	0.13	0.14	0.16	0.12	0.11
CaO	0.19	0.24	0.18	0.21	0.18	0.05	0.10	0.04	0.03	0.48	0.45	0.66	0.43	0.38	0.37	0.42	0.54	0.39
Na ₂ O	4.02	3.95	3.62	3.92	4.53	4.21	3.97	3.53	3.82	3.26	3.35	3.46	2.93	3.30	3.02	3.06	3.27	3.03
K ₂ O	4.36	4.31	4.15	4.13	4.18	4.23	4.23	4.30	4.27	4.75	4.67	4.39	5.13	4.76	4.83	4.60	4.61	4.75
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.03	-	-	-	0.01	0.01	-
Total	100.03	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	99.99	99.99	100.01	100.00	100.01	100.00	99.99	100.01	100.01	100.01
Q	38.22	37.73	41.75	39.10	36.48	38.85	38.36	41.80	40.14	39.68	39.61	38.01	40.34	39.61	40.98	41.99	40.24	41.77
C	-	0.01	0.38	-	-	-	0.24	0.62	0.89	0.93	0.30	0.86	0.67	0.71	1.13	0.96	0.63	1.20
Or	25.76	25.46	24.54	24.40	24.69	24.99	24.99	25.40	25.23	28.06	27.59	25.93	30.31	28.12	28.53	27.18	27.23	28.06
Ab	34.01	33.41	30.62	33.16	33.82	32.47	33.58	29.86	32.31	27.58	28.34	29.27	24.78	27.91	25.55	25.88	27.66	25.63
An	0.94	1.19	0.89	0.91	-	-	0.50	0.20	0.15	2.38	2.17	3.08	2.13	1.88	1.84	2.02	2.6	1.93
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	0.12	0.79	0.22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
wo	-	-	-	0.06	0.37	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
en	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fs	-	-	-	0.05	0.41	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hy	0.61	1.38	1.16	1.44	1.62	1.53	1.41	1.33	0.76	0.73	1.17	1.74	1.01	1.04	1.15	1.20	0.91	0.78
en	0.05	0.22	0.12	0.19	0.04	0.12	0.25	0.17	0.12	0.32	0.32	0.72	0.25	0.32	0.35	0.40	0.30	0.27
fs	0.56	1.16	1.04	1.25	1.58	1.41	1.16	1.15	0.63	0.41	0.85	1.02	0.76	0.72	0.80	0.80	0.61	0.51
Ac	-	-	-	-	3.96	2.77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	-	-	-	0.71	-	-	-	-	-	-	0.02	0.07	-	-	-	0.02	0.02	-
Mt	0.36	0.64	0.55	-	-	-	-	0.64	0.36	0.33	0.52	0.65	0.48	0.45	0.51	0.48	0.42	0.35
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Il	0.09	0.13	0.09	0.13	0.09	0.11	0.21	0.11	0.11	0.27	0.25	0.34	0.25	0.23	0.27	0.25	0.25	0.25

Analyses are recalculated to 100% on anhydrous basis.

Fe₂O₃/FeO ratios are recalculated by using standard igneous norm programme (Middlemost, 1989)

Table 2. continued.

	Namsan biotite granite				Tohamsan biotite granite						Tohamsan hornblende biotite granodiorite#					
	N9-2	N10-2	N10-3	AP3-1	N5-1	N12-2	N12-9-3	N12-12	AP12-1	AP12-9	AP12-10	AL-54A	AL-36	AL-13	AL-29	H-80
SiO ₂	78.93	78.27	78.23	78.97	77.83	68.03	70.09	78.50	78.64	72.53	78.78	67.24	67.87	66.99	70.58	73.54
TiO ₂	0.12	0.14	0.13	0.10	0.18	0.62	0.54	0.12	0.14	0.61	0.12	0.49	0.40	0.42	0.35	0.22
Al ₂ O ₃	11.71	11.92	11.89	11.49	12.36	16.69	14.68	11.37	11.38	16.81	11.88	15.36	14.95	15.20	14.30	13.38
Fe ₂ O ₃	0.31	0.34	0.32	0.44	0.30	0.98	1.07	0.27	0.13	0.15	0.23	3.44	3.41	3.41	2.29	1.03
FeO	0.63	0.67	0.65	0.87	0.60	2.35	2.14	0.53	0.25	0.30	0.47	-	-	-	-	-
MnO	0.01	-	0.01	-	0.01	0.04	0.02	0.02	-	-	-	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07
MgO	0.12	0.16	0.17	0.05	0.26	1.12	1.25	0.13	0.12	0.10	0.13	2.95	3.12	3.28	1.81	0.91
CaO	0.46	0.50	0.51	0.05	0.71	2.77	2.63	0.27	0.75	0.34	0.48	1.19	1.35	1.65	0.77	0.17
Na ₂ O	3.10	3.45	3.35	3.50	3.88	6.53	4.87	3.96	2.39	8.97	3.34	2.55	2.78	2.57	3.09	3.53
K ₂ O	4.71	4.54	4.74	4.53	3.84	0.72	2.58	4.81	6.20	0.17	4.56	4.18	3.76	3.72	4.32	4.28
P ₂ O ₅	-	-	0.01	-	0.03	0.15	0.13	0.01	-	0.02	0.01	0.13	0.13	0.12	0.13	0.09
Total	100.00	99.99	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	98.68	98.45	98.40	98.48	97.87
Q	41.26	39.17	38.93	40.58	38.46	18.93	24.09	36.50	39.51	18.87	40.49	26.06	27.59	27.07	29.55	34.09
C	0.68	0.42	0.35	0.74	0.60	0.49	-	-	-	1.30	0.61	0.64	0.33	0.61	0.75	1.01
Or	27.83	26.82	28.00	26.76	22.69	4.25	15.24	28.42	36.63	1.00	26.72	15.46	16.81	15.60	18.71	21.50
Ab	26.22	29.18	28.34	29.61	32.82	55.24	41.20	31.71	20.22	75.88	28.32	36.20	32.49	32.27	37.38	37.24
An	2.28	2.48	2.46	0.25	3.33	12.76	10.58	-	2.02	1.56	2.50	14.23	15.11	15.93	8.66	4.29
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	0.26	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-	1.32	1.09	0.87	-	-	-	-	-	-	-
wo	-	-	-	-	-	-	0.67	0.53	0.45	-	-	-	-	-	-	-
en	-	-	-	-	-	-	0.38	0.13	0.30	-	-	-	-	-	-	-
fs	-	-	-	-	-	-	0.27	0.43	0.12	-	-	-	-	-	-	-
Hy	1.02	1.12	1.16	1.19	1.22	5.34	4.66	0.80	-	0.25	0.83	3.05	3.45	4.23	1.97	0.44
en	0.30	0.40	0.42	0.12	0.65	2.79	2.73	0.19	-	0.25	0.30	3.05	3.45	4.23	1.97	0.44
fs	0.72	0.72	0.73	1.07	0.58	2.56	1.92	0.61	-	-	0.53	-	-	-	-	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-	1.58	-	-	-	-	-	-	-	-
Ap	-	-	0.02	-	0.07	0.36	0.31	0.02	-	0.05	-	0.30	0.23	0.23	0.27	0.07
Mt	0.45	0.49	0.46	0.64	0.43	1.42	1.55	-	0.19	-	0.23	0.29	0.27	0.29	0.20	0.13
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.70	-	3.28	3.31	3.33	2.15	1.00
Il	0.23	0.27	0.25	0.19	0.34	1.18	1.03	0.23	0.27	1.16	0.30	-	-	-	-	-

data from Hwang(1985)

암석화학

주성분원소

남산화강암체와 토함산화강암을 구성하는 화강암류 29개 시료를 대상으로 일본 큐슈대학 지구행성과 학과 암석반응순환과학연구소의 XRF를 사용하여 분석된 주성분 화학조성 분석치 및 CIPW 노름값은 Table 2와 같다.

Takahashi(1985)는 화강암계열의 구분에 있어서, A-형 화강암류가 I-형 화강암류에 비하여 화학조성으로 볼 때, Al₂O₃, MgO, CaO양이 결여되어 있고, FeO와 (Na₂O+K₂O)양이 풍부하며, 높은(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃(mol. 비)를 나타내는 것에 착안하여 (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃(mol. 비)와 (MgO+CaO)/FeO^T(wt% 비)가 A-형과 I-형 화강암류를 구별하는 기준이 될 수 있다고 말하였다. 남산 하이퍼슬브스 알칼리화강암은 (Na₂O+K₂O)/

Al₂O₃(mol. 비)가 높고 (Fig. 4A), (CaO+MgO)/FeO^T(wt% 비)가 0.4이하로 낮음 (Fig. 4B) 전형적인 A-형 화강암의 영역에 도시되는 반면, 토함산의 각섬석흑운모 화강섬록암, 흑운모화강암과 남산의 알칼리장석~흑운모화강암은 I-형 화강암의 영역에 도시된다.

SiO₂에 대한 각 산화물의 성분변화는 SiO₂의 함량이 증가함에 따라 TiO₂, Al₂O₃, FeO^T, CaO, P₂O₅, MgO는 감소하는 경향을 보여주며, K₂O는 증가하는 경향을 보여준다(Fig. 5). I-형의 각섬석흑운모화강섬록암과 흑운모화강암은 SiO₂의 함량이 67.2%~78.9%의 넓은 범위에서 변화하나, A-형 화강암은 SiO₂의 함량이 비교적 높은 78.4%~79.7%의 한정된 범위를 나타낸다. 남산의 A-형 화강암은 특징적으로 낮

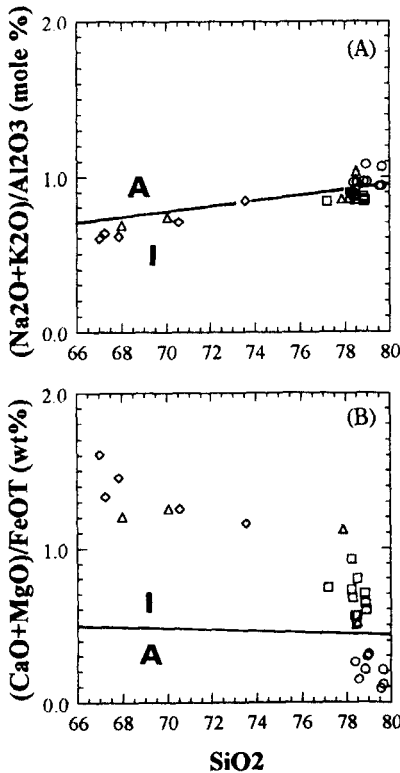


Fig. 4. (A): (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃ vs SiO₂, (B): (CaO+MgO)/FeO^T vs SiO₂ diagram for the Namsan and Tomhamsan granite. Symbols are the same as those in Fig. 3.

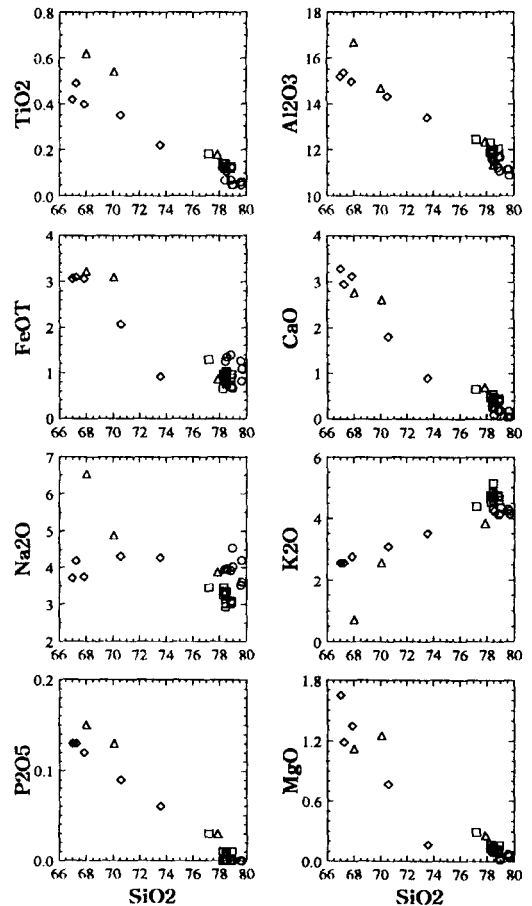


Fig. 5. Harker variation diagrams for Major oxides of the Namsan and Tohamnsan granite. Symbols are the same as those in Fig. 3.

은 TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 의 함량과, 규장질(felsic)의 I-형의 화강암에 비하여 높은 FeO^T , Na_2O 및 알칼리함량을 나타낸다. 이는 A-형의 암체가 사장석이 결여되어 있고, 주로 석영과 알칼리장석, 알칼리각섬석, Fe가 풍부한 흑운모 및 형석으로 구성되어 있기 때문이다.

암석의 화학분석치로부터 계산된 노움 석영, 정장석, 알바이트, 아노사이트가 차지하는 평균 함량이 90% 이상이고, SiO_2 의 함량이 70% 이상일 때, 실험에 의한 Qtz-Or-Ab-An-H₂O 성분계는 그 암석의 전체 조성을 대표한다고 알려져 있다(Tuttle and Bowen, 1958; Presnall and Bateman, 1973). 이러한 실험자료와 본 역 화강암의 노움 광물조성을 비교하여 Qtz-Ab-Or 성분도(Fig. 6A)에 도시해 보면, 남산 화강암은 대체로 $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 가 0.5 Kbar 이하로 비교적 낮게 나타난다. 또한, Yoder 외(1957)에 의한, 1 Kbar

의 수증기압에서 행한 실험 결과인 Qtz-Ab-Or 성분도(Fig. 6B)에서 남산 화강암은 780°C~740°C 이하의 영역에 도시된다. 이상에서 본 바와 같이 남산 A-형 화강암은 0.5 Kbar 이하, 780°C~740°C 부근의 압력, 온도 범위내에서 정출된 것으로 사료되나, 초기정출의 하이퍼솔브스 알칼리 장석과 후기정출의 알칼리 각섬석, 그리고 높은 불소함량을 고려할 때, Or-Ab-H₂O 성분계에서 용리온도(660°C; Tuttle and Bowen, 1958) 보다는 높은 온도에서 정출을 시작하여, 알칼리 각섬석의 안정온도(700°C) 부근에서 정출된 것으로 사료된다(Ernst, 1968).

미량원소

남산화강암체 및 토함산화강암체를 구성하는 화강암류의 대표적인 16개 시료에 대하여 기초과학지원연구소 서울분소에서 ICP-MS를 이용하여 미량원소 및 희토류원소의 성분 분석을 한 결과는 Table 3과 같다.

Sr과 Ba의 함량은 I-형 화강암에서의 39~432 ppm과 311~673 ppm의 함량에 비해 A-형 화강암에서는 3~12 ppm과 9~51 ppm의 아주 낮은 함량을 나타내며(Fig. 7), 이는 경상분지내의 백악기 화강암류(Jin, 1988)에 함유된 100~440 ppm(평균 217 ppm)과 10~1509 ppm(평균 587 ppm)에 비하여 비교적 낮은 값을 가진다. 낮은 Sr은 A-형 화강암에서의 사장석의 결핍에 기인하며, Ba는 흑운모와 알칼리장석에 주로 포함되는데, A-형 화강암에서의 낮은 함량은 모우드 분석의 결과와 비교해 볼 때, 알칼리장석에 의한 것보다는 흑운모의 낮은 함량에 기인한 것으로 보인다. Rb의 함량은 A-형 화강암에서는 152~206 ppm으로 I-형 화강암(123~210 ppm), 경상분지내의 백악기 화강암류에 함유된 110~210 ppm(평균 124 ppm)에 비하여 높은 값을 가진다. Ga의 함량은 A-형 화강암에서 22~29 ppm으로, I-형 화강암에서 10.2~19 ppm 및 경상분지내의 백악기 화강암류에 함유된 10~30 ppm(평균 18.5 ppm)에 비하여 높은 값을 가진다. 이들의 값들은 장석의 분별결정화로 원소 상호간의 비를 뚜렷히 변화시킨다. 일반적으로 사장석의 분별결정화로 Ca/Sr, Rb/Sr의 특징적인 양상(McCarthy and Hasty, 1976)을 나타내는데, I-형 화강암에는 사장석의 분별결정

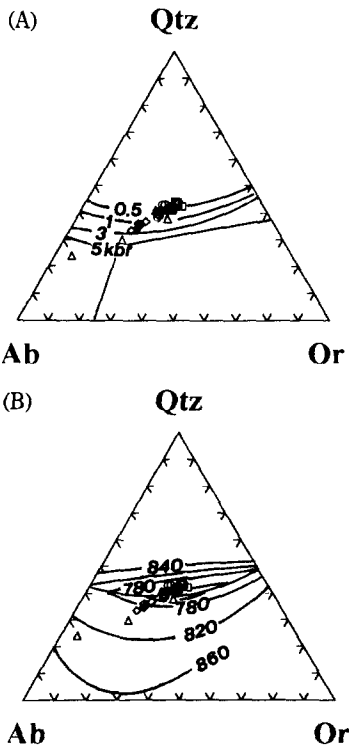


Fig. 6. Normative Qtz-Ab-Or diagram for the Namsan and Tohamnsan granite. (A: after Tuttle and Bowen (1958) and Presnall and Bateman (1973), B: after Yoder *et al.*, 1958). Symbols are the same as those in Fig. 3.

Table 3. Compositions of some trace and rare earth elements of the Namsan and Tohamsan granitic rocks.

Sample No.	A				B				C				D*			
	N1-10	N1-14	N2-4	AP1-4	N7-1	N8-1	N9-2	N10-3	N5-1	12-12	AP12-1	AL-56A	AL-36	AL-13	AL-29	H-80
Sc	1	1	-	-	2	2	2	2	2	2	1	6	5	9	3	4
Zn	103	94	57	42	28	21	20	10	11	16	1	51	58	57	39	26
K	34450	34284	35115	35447	36443	39514	39099	39348	31877	39929	5146	34700	31214	30882	35862	35530
Rb	178	199	152	206	160	146	160	134	123	170	147	151	152	160	138	135
Cs	4.15	6.67	5.73	5.45	5.59	5.51	4.78	4.00	3.87	6.13	3.06	4.80	2.40	2.60	2.50	3.76
Ba	51	29	12	9	379	358	323	311	583	312	673	479	472	405	479	523
Sr	12	7	3	3	73	39	45	42	94	68	221	384	395	433	253	171
Ga	26	27	22	29	19	17	16	15	19	18	15	12	10	10	10	13
Ta	4.15	29.54	42.77	20.28	15.57	10.86	14.83	8.66	8.04	15.21	9.48	119.5	118.3	109.8	142.1	209.7
Nb	11.0	54.9	55.1	46.0	16.8	11.9	18.7	11.3	9.2	16.5	6.7	13.8	14.4	10.5	18.2	22.8
Hf	3.84	10.86	10.18	15.92	3.21	2.20	2.23	1.53	1.35	3.95	1.52	0.10	0.20	0.20	0.20	0.20
Zr	190	264	183	213	97	60	61	35	33	113	37	37	22	13	42	16
Y	111	131	59	36	27	13	24	27	14	20	7	17	13	12	19	12
Th	23.69	35.59	32.20	31.19	23.87	20.07	22.11	23.73	12.23	22.96	19.62	8.70	7.60	8.20	8.20	9.80
U	6.17	9.80	6.35	8.01	4.49	3.64	5.04	4.24	1.85	3.30	2.68	2.10	1.60	0.80	2.40	2.50
K/Rb	193.5	172.3	231.0	172.1	227.8	270.6	244.4	293.6	259.2	234.9	350.1	229.8	205.4	193.0	259.9	273.3
K/Ba	675.5	1182.2	2926.3	3938.6	96.2	110.4	121.1	126.5	54.7	128.0	76.5	72.4	66.1	76.3	74.9	67.9
Rb/Sr	14.8	28.4	50.67	68.7	2.2	3.7	3.6	3.2	1.3	2.5	0.7	0.4	0.4	0.4	0.5	0.8
Rb/Ba	3.5	6.9	12.67	68.7	0.4	0.4	0.5	0.4	0.2	2.5	0.7	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3
Ga/Al	2.3	2.4	2.0	2.5	1.5	1.4	1.4	1.3	1.5	1.58	1.3	0.8	0.7	0.7	1.7	1.0
La	114.94	59.56	59.83	24.56	24.92	26.65	41.23	47.58	25.38	41.27	7.37	8.30	14.23	15.58	13.56	20.80
Ce	125.73	119.33	109.58	57.00	41.20	42.84	74.68	77.58	43.90	68.78	13.82	19.02	34.91	29.78	36.36	44.08
Pr	27.41	15.85	14.69	5.48	5.14	5.23	9.56	9.30	5.55	8.10	1.89	2.27	3.28	3.73	3.18	4.55
Nd	97.07	57.86	50.69	18.08	18.66	17.64	32.58	31.48	19.94	27.16	7.22	8.73	11.38	14.27	12.23	16.16
Sm	22.50	13.75	10.83	3.76	3.56	2.85	5.78	4.98	3.33	4.30	1.23	1.59	2.05	2.82	2.83	2.37
Eu	0.41	0.20	0.15	0.04	0.57	0.37	0.36	0.36	0.72	0.32	0.53	0.89	0.67	1.01	0.71	0.88
Gd	23.20	16.10	11.20	4.04	4.04	2.78	4.99	4.79	3.25	4.14	1.24	2.43	2.17	2.58	2.83	2.55
Tb	3.92	3.03	1.84	0.86	0.67	0.42	0.77	0.71	0.46	0.62	0.18	0.34	0.36	0.34	0.41	0.36
Dy	22.65	20.51	11.85	6.66	4.32	2.49	4.64	4.32	2.68	3.78	1.14	2.31	1.64	2.20	2.90	1.91
Ho	4.22	4.66	2.51	1.67	0.96	0.52	0.92	0.92	0.54	0.76	0.25	0.47	0.31	0.44	0.50	0.44
Er	11.00	14.07	7.73	5.95	2.95	1.56	2.74	2.81	1.61	2.31	0.80	1.48	0.93	0.89	1.68	1.01
Tm	1.63	2.31	1.34	1.17	0.49	0.26	0.47	0.48	0.26	0.39	0.14	0.22	0.15	0.13	0.28	0.19
Yb	9.93	15.07	9.36	8.75	3.30	1.80	3.25	3.30	1.73	2.78	1.08	1.23	1.10	1.28	1.85	1.19
Lu	1.38	2.15	1.42	1.33	0.50	0.27	0.46	0.50	0.25	0.42	0.18	0.23	0.17	0.19	0.22	0.16
ZREE	465.99	344.45	293.02	139.35	111.28	105.68	182.43	189.11	109.60	165.13	37.07	49.51	73.35	75.24	79.54	96.65
(Ce/Yb) _N	3.22	2.01	2.98	1.66	3.18	6.05	5.84	5.98	6.45	6.29	3.25	4.30	8.23	6.46	5.46	10.29
(La/Lu) _N	8.62	2.87	4.36	1.91	5.16	10.22	9.28	9.85	10.51	10.17	4.24	3.74	8.67	8.49	6.83	13.46
Eu/Eu*	0.05	0.04	0.04	0.03	0.46	0.40	0.20	0.22	0.66	0.23	1.30	1.38	0.96	0.12	0.76	1.09

* data from Hwang(1995)

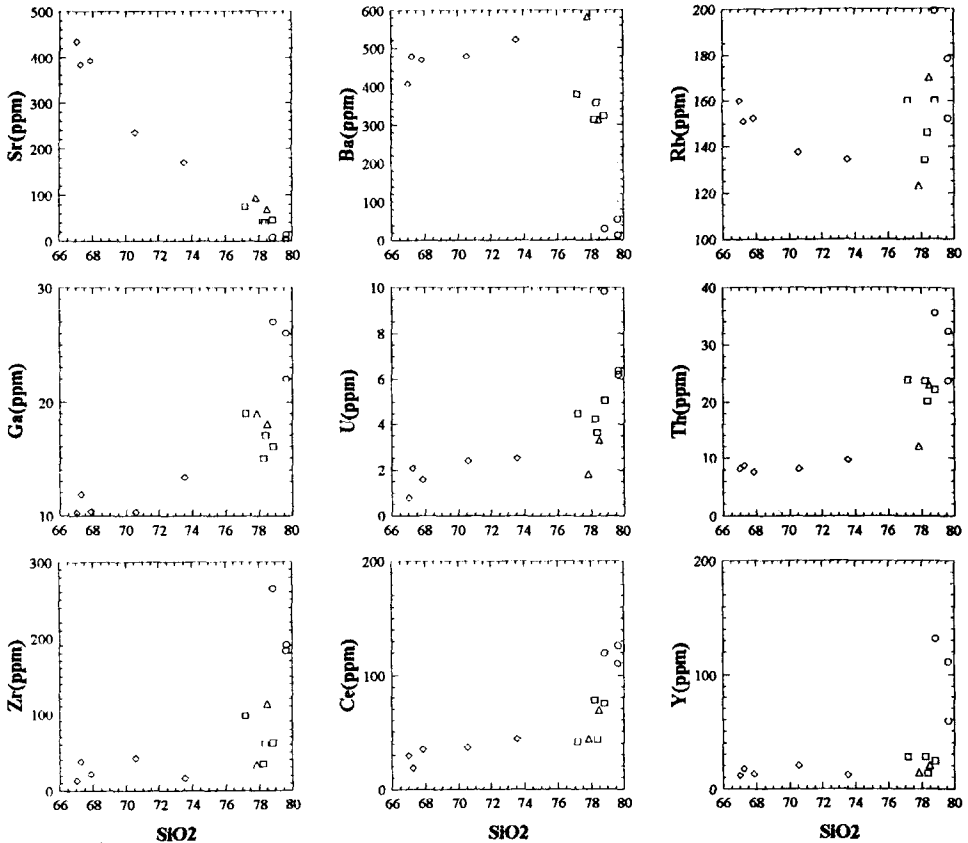


Fig. 7. Haker variation diagrams for trace elements of the Namsan and Tohamsan granite. Symbols are the same as those in Fig. 3.

작용으로 그 값이 점차적으로 증가를 보이는데, 이는 모우드 분석 결과 사장석의 함량이 점차적으로 감소됨과 잘 일치하며, 반면에 A-형 화강암은 I-형 보다는 특징적으로 높은 값을 보여주는데, 이는 사장석이 결핍됨에 기인한다. K/Ba, Rb/Ba, Ga/Al은 알칼리장석의 분별결정화를 지시하는 값들로서, I-형 화강암에서는 정장석의 함량이 증가함과 일치하며, 특히 A-형의 암체에서는 장석의 함량이 높아 특징적으로 그 값이 높음을 잘 지시해준다.

U의 함량은 A-형 암체에서는 6.17~9.80 ppm으로, I-형 암체 0.8~5.04 ppm 및 경상분지내의 백악기 화강암류에 함유된 6.83 ppm 이하(평균 2.52 ppm)에 비하여 높은 값을 가진다. Th의 함량은 A-형 암체에서는 23.7~35.6 ppm으로, I-형 암체 7.6~31.9 ppm과 경상분지내의 백악기 화강암류에 함유

된 4~36 ppm(평균 14 ppm)에 비하여 높은 값을 가진다. Th/U비는 화강암체에서 양의 상관관을 나타내는데, 이는 우라늄을 함유하는 광물 즉, 저어콘, 인회석, 스펀, 알라나이트 등의 광물에 의한 분화작용을 반영하는 것이다. Zr의 함량은 A-형 암체에서는 190~213 ppm으로, I-형 암체의 13.3~113 ppm과 경상분지내의 백악기 화강암류에 함유된 평균 160 ppm에 비하여 높은 값을 가진다. Zr은 HFS(High Field Strength)원소로서 전하가 높고, 주원소에 비하여 비교적 큰 이온반경을 가지고 있으므로, 일반 조암광물에는 함유되지 아니하고, 저어콘에만 함유되며, 특히 I-형의 암체에서처럼 분화말기 생성물에 가장 많이 나타나는 경향을 가진다(Mason and Moore, 1982). Nb의 함량은 A-형 암체에서는 11~55 ppm으로, I-형 암체 6~19 ppm 및 경상분지내의

백악기 화강암류에 함유된 5~51 ppm(평균 12 ppm)에 비하여 높은 값을 가진다. Ce는 A-형 암체에서는 109.6~125.7 ppm으로, I-형 암체 13.8~77.6 ppm과 경상분지내의 백악기 화강암류에 함유된 평균 53.9 ppm에 비하여 높은 값을 가진다. Y는 A-형의 암체에서는 36~131 ppm 으로, I-형 암체 11.9~27 ppm 및 경상분지내의 백악기 화강암류에 함유된 평균 30 ppm에 비하여 높은 값을 가진다. Sc은 I-형 암체 즉 각섬석흑운모화강섬록암에서는 최대로(5.3~8.5 ppm) 함유하며, 분화가 진행될수록 감소하는 경향을 가지는데, 이는 Sc이 마그마 결정작용 초기에 형성하는 티탄철석, 각섬석 및 흑운모와 같은 철마그네슘광물에 주로 농집되는 성질을 갖고 있기 때문이다(Ringwood, 1955). 본 역의 A-형 암체는 아주 낮은 함량을 가지는데 주로 석영과 장석의 간극을 충전하는 후기 정출의 알칼리각섬석과 애나이트를 함유하고 있기 때문이다. A-형 암체에서의 Nd와 Zn의 함량은 각각 50.6~97.1 ppm과 57~103 ppm으로, I-형 암체에서는 8.73~32.6과 10~57.7 ppm, 경상분지내의 백악기 화강암류에 함유된 7~49 ppm(평균 26.9 ppm)와 2~1211 ppm(평균 63.3 ppm)에 비하여 높은 값을 가진다.

희토류원소

희토류 원소의 총량은 I-형 암체중 각섬석흑운모화강섬록암에서 49.5~96.7 ppm, 남산 마석산 일부와 토함산의 흑운모화강암에서는 각각 105.6~189.1 ppm, 109.6~165.1 ppm이다. 남산의 A-형 화강암은 293.2~466.0 ppm으로 I-형의 암체에 비해 많은 함량을 가진다.

희토류원소를 chondrite값(Taylor and McLennan, 1985)으로 표준화한 그림(Fig. 8A)에서 I-형 암체중 각섬석흑운모화강섬록암은 분화의 정도가 가장 낮으며((Ce/Yb)_N=10.3~5.5), 약간의 Eu '↓' 이상(Eu/Eu* = 0.76-1.38)을 나타내나, 토함산 흑운모화강암은 약간의 Eu '↓' 이상(Eu/Eu* = 0.23~1.30)을 나타내며 분화정도가 상대적으로 낮고((Ce/Yb)_N=6.5~6.3), LREEs이 부화되어 있는 양상을 보이며, 남산의 마석산 흑운모 화강암은 분화가 비교적 많이 진행된 Eu '↓' 이상(Eu/Eu* = 0.46~0.20, (Ce/Yb)_N=6.1~3.2)

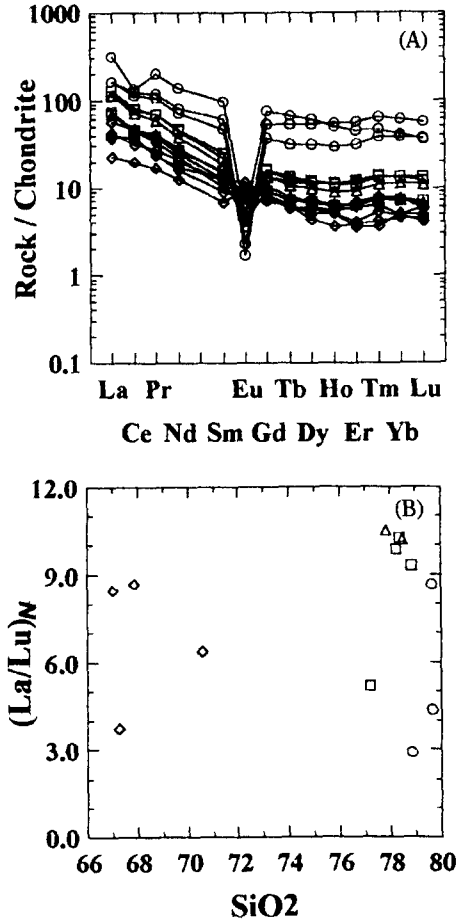


Fig. 8. (A) Chondrite-normalized REEs pattern, (B) (La/Lu)_N vs SiO₂ diagram for the Namsan and Tohaman granite. Symbols are the same as those in Fig. 3.

을 보인다. A-형 암체는 매우 큰 Eu '↓' 이상(Eu/Eu* = 0.05~0.03)을 보이며, 희토류원소 함량에 있어서 La_N은 chondrite의 150~300배에서 Lu_N의 40~60배로 감소하지만, I-형 암체에서의 La_N가 chondrite의 10~150배에서 Lu_N의 6~20배 값들을 가짐에 비하여, 약 3~4배 더 높은 값을 가지고, A-형 암체는 HREEs가 상대적으로 부화되어 있는 편평한 양상을 나타낸다. 즉 I-형 암체는 염기성 암체에서 규장질한 암체로 감에 따라 (La/Lu)_N 값은 3.7에서 약 10.5로 증가하나, A-형 암체는 2.9에서 8.6으로 HREEs가 부화되어 있는 상대적으로 편평한 양상((Ce/Yb)_N=3.2~1.7)을 나타낸다(Fig. 8B).

이상에서 고찰해 본 바와 같이, 남산화강암체의 하이퍼슬브스화강암은 본역의 토함산흑운모화강암 및 경상분지의 남부의 백악기 불국사화강암류에 비하여, 사장석과 흑운모에 호정성이 있는 Sr, Eu, Ba은 특징적으로 낮게 함유되어 있으며, 알칼리장석에 포함되는 Rb과, 유색광물과 사장석에 불호정성을 가진 REEs, Zr, Nb, Ce, Y, Zn 등이 특징적으로 높은 함량을 나타낸다.

지구조적 위치

A-형 화강암의 독특한 특징은 이들이 조산운동과 연관되지 않은(anorogenic) 조구조환경하에서 산출된다는 것이다. 화강암질암에 대한 조구조적 위치를 판단하는 데 널리 이용되는 Pearce 등(1984)의 지구조 판별도(Fig. 9A)에서, 본 역 A-형 화강암은 판내부화강암(WPG) 영역에 도시된다. WPG가 anorogenic 화강암과 동의어라고 가정한다면 남산 A-형 하이퍼슬브스화강암은 대륙연변부에 인접한 판내부의 조구조적위치에 해당될 것이다. 분화가 상당히 진행된 서브슬브스화강암과 토함산화강암은 화산호화강암(VAG)에 도시된다. Eby(1990)는 A-형 화강암을 지화학적 성분에 근거하여 2개의 그룹 즉, 열곡(rift) 지역의 마그마작용에 의한 A-형 화강암과 도호 마그마작용이 완료된 것과 연관된 지역에서의 A-형 화강암으로 나눌 수 있다고 하였다. 본 역의 A-형 화강암은 후자에 속하며(Fig. 9B), 이는 고 제3기초의 한반도 동남부 지역이 신장성 조구조적 환경이었다는 것을 지지하는 단서로 제공될 것으로 사료된다.

암석성인고찰 및 토론

모마그마

이상에서 고찰한 암석기재학 및 지화학적 결과를 요약하면 Table 4와 같다.

I-형암체 중 염기성 성분에서 Ca/Sr<80, Rb/Sr<0.1 그리고, K/Ba, Rb/Ba의 낮은 값을 보이는 것은, 사장석과 알칼리장석의 초기 제거가 매우 제한적이었다는 의미한다. I-형 암체의 알칼리장석은 염기성 암체에서는 간극충진적인 후기광물로 산출되

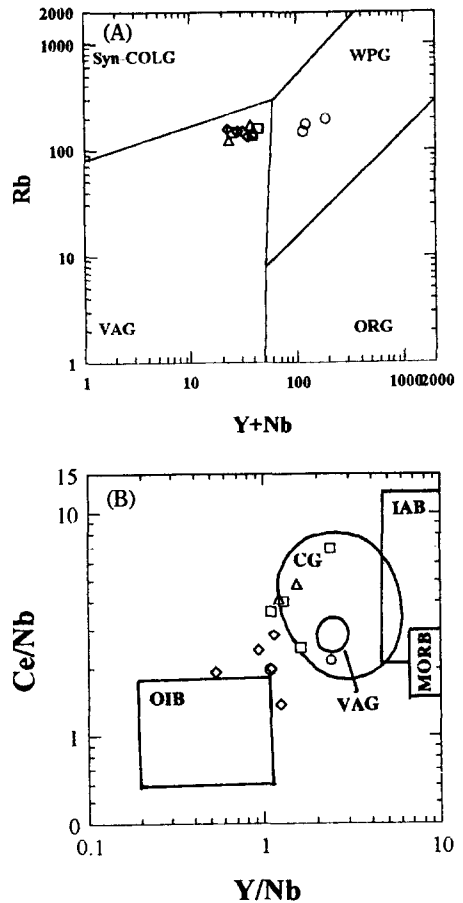


Fig. 9. (A) Rb vs Y+Nb tectonic discrimination plot (Pearce *et al.*, 1984). Symbols are the same as those in Fig. 3. [VAG: volcanic arc granite, syn-COLG: syn-collision granite, WPG: within plate granite, ORG: ocean ridge granite] (B) Ce/Nb vs Y/Nb diagram.

는 반면에, A-형 암체에는 결정화작용의 과정에서 초기정출광물로 산출되고 있으므로, 모마그마는 높은 K/Ba, Rb/Ba값은 알칼리 장석의 함량이 많은 마그마였음을 지시한다.

일반적으로 장석의 분별결정화가 진행됨에 따라 강한 Eu ' ' 이상을 보이는데, I-형 암체에서 가장 염기성 암체로 간주되는 각섬석흑운모화강섬록암에서는 ' ' 이상을 보이지 않으며, 편평한, 시원적인(primitive) REEs 양상을 보이며, 뚜렷한 분화도 보이지 않으므로, I-형의 염기성 암체는 모마그마로 간주할 수 있을 것이다. A-형의 암체에서의 강한 Eu

Table 4. Comparative mineralogy and geochemistry of the granitic types in the study area.

	I-type	A-type
Early crystallizing phase	plagioclase, biotite, hornblende	quartz, alkali-feldspar (single homogeneous feldspar)
Late crystallizing phase	quartz, alkali-feldspar	biotite, alkali-amphibole
Aplite dyke	common	common
Fluorite	absent	present
SiO ₂	67.24 → 78.97	homogeneous, 78.40 → 79.64
Comparative chemistry	higher TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO, P ₂ O ₅ , MgO, MnO, Ba, Sr, Eu	higher Na ₂ O, Na ₂ O+K ₂ O, Zn, Rb, Ga, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U, Ce, REEs (except Eu)

'-' 이상과 REEs의 높은 함량은 분화가 아주 진행된 모마그마임을 지시하나, 편평한 REEs 양상은 본역의 I-형을 형성시킨 마그마의 분별결정화 작용에 의한 것으로는 간주할 수 없으며, 두 개의 독립된 모마그마로 고려해야만 한다.

I-형 모마그마와 A-형 모마그마의 지화학적 차이점은, 주원소 성분에서의 전체 성분의 차이를 CIPW 노움 값을 비교함으로써 효율적으로 요약될 수 있을 것이다. 간단히 이 값들의 차이를 요약해보면,

I-형 용융체+10% Or+12% Qtz+1% Ab=A-형 용융체+13% An+3% Hy이다.

두 모마그마에서의 주요한 차이점은 노움 Qtz, Or, An이며, 모우드 분석 결과에 비교한다면, 석영, 장석, 흑운모의 차이에 기인한다고 할 수 있다.

기원암의 성질

I-형 염기성 암체에서 상대적으로 편평한 REEs 양상 ((La/Lu)_N=3.74)과, 전체 REEs함량(49.5 ppm)은 낮은 값(LREEs<chordite×100)을 나타내고 있는데, 이러한 암석을 생성시킬 수 있는 것은 상대적으로 초생적이며 진화가 덜 된 기원암(unevolved source rock)이어야 한다.

I-형 암체의 K-Ar 흑운모 연령은 47.6-50.0 Ma, A-형 암체의 K-Ar 흑운모 연령은 48.8-46.5 Ma, Rb-Sr 전암 연령은 48.2 Ma(주승환 외, 1982; Jin *et al.*, 1984, 1990; Lee *et al.*, 1995)으로 보고 되고 있는데, A-형 암체는 I-형보다는 약간 젊으며, 그 시간적인 차이는 크지는 않으며, 공간적으로 밀접히 연관되어 있는 점, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)=0.70615(이미정 등, 1995)으로 보

아 I-형 마그마와 A-형 마그마를 형성시킨 기원암은 같은 것으로 생각된다. 따라서 A-형 암체의 진화된 양상과 성분의 차이점은 기원암의 부분용융의 차이에 기인한다고 할 수 있을 것이다. I-형 암체에서 초기정출 광물로서의 각섬석, 흑운모의 산출은 기원암이 물이 풍부(hydrous) 하였으며, A-형 암체의 경우에는 잔극충진적인 알칼리각섬석과 흑운모의 산출로보아 용융체는 무수 상태(anhydrous)이어야만 한다. 이러한 주요한 용융체의 차이점의 원인은 A-화강암의 성인에 대한 기작을 논의함에 있어서 아주 중요한 요소임에는 틀림 없다. 일반적으로 지하하부는 불균질한 성질을 가지고 있다. 따라서 이러한 요소를 만족할 수 있는 기원암과 A-형 암체를 형성할 수 있는 기구에 대한 논의를 함께 출발해야만 한다고 본다.

A-형 암체에 대한 성인적 모델

본 역의 A-형 암체의 지화학적 특성에 근거하여 (Table 4), 다양한 A-형 화강암의 성인에 대한 논의를 비교하고자 한다.

(1) 현무암질 모마그마의 분별결정화작용에 의한 모델(Loiselle and Wones, 1979; Turner *et al.*, 1992)은 앞에서 검토한 바와 같이 분화가 진행됨에 따라 LREEs의 부화에 따른 HREEs의 감소를 요구하나, 남산의 A-형 REEs의 편평한 양상은 이 모델로서는 설명할 수 없는 것으로 사료된다.

(2) A-형 마그마를 생성시키는 기원암으로서의 2-사장석-각섬석 광물조합을 가진 토날라이트의 용융에 의한 모델(Cullers *et al.*, 1981; Creaser *et al.*, 1991; Skjerlie and Johnstone, 1993)이 제안되고 있

다. Rutter and Wyllie(1988)의 실험적인 연구 결과와 Chappell and Stephens(1988)의 지화학적 모델에 의하면, 현무암에 가까운 지각물질의 부분용융에 의해 I-형 토날라이트 암석을 형성시킨다. 이러한 성분의 암석에 부분용융이 일어나면, I-형 화강섬록암이 형성되고, I-형 토날라이트 내지 화강섬록암의 30% 이하의 탈수용융작용(dehydration melting)은 A-형의 화강암의 성분이 될 수 있다고 지적하고 있다. 이는 남산의 A-형 화강암의 지화학적 특징을 잘 설명해 줄 수 있다고 보며, 이미 충분히 논의되어진 바 있다 (Lee *et al.*, 1995). 그러나, 어떠한 부분용융에 의해 생성된 I-형 암체는 기원암에서 분리될 것이고 (Clemens and Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993), 상부지각에서 정치했을 것이다. 따라서 지각하부에 남아있던 I-형 토날라이트 내지 화강섬록암은 수백년 후 재용융이 일어나, A-형 화강암을 형성시킬 수 있는 기원암으로서의 적합한가에 대한 의문을 제기할 수 있는데(Landenberger and Collins, 1996), 경상분지 내의 인접지역에서 만약 더 오래된 암석의 I-형 토날라이트 내지 화강섬록암이 존재한다면 A-형 화강암의 성인 모델에 적합한 것으로 사료된다.

(3) I-형 화강암의 생성시킨 후 남은 잔류물질의 용융에 의한 모델(residual source model, Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987)은 A-형 암체에서 높은 Fe/Mg, (K+Na)/Ca, 특히 높은 F의 함량의 특징을 잔류물질로서 설명할 수 없는 것으로 사료된다.

(4) 그러나, 남산의 A-형 화강암의 산출이 I-형 암체와 공간적으로 시간적으로 밀접히 연관되어 있다는 사실은 I-형과 A-형 화강암 성인간의 관련성에 대해 또 다른 가능성을 이야기할 수 있다. A-형 화강암의 낮은 물의 함량(Loiselle and Wones 1979; Collins *et al.*, 1982)이 먼저 형성된 I-형 암체에 기인한다고 한다면, 앞에서 논의한 바 처럼 두 암체의 성분의 차이는 노움 Qtz, Or, Ab로 논의할 수 있다. 따라서 기원암은 I-형 마그마를 생성시킨 후 잔류물질로서 알칼리장석을 함유해야 하며, I-형 암체의 경우 각섬석, 흑운모를 함유하는, K의 함량이 높은 각섬암 내지 섬록암성분의 하부지각 성분이 적당한 암석으로 사료된다. 많은 연구에 의하면, I-형의 화강암은 백립암상의 조건하의 부분 용융에 의해 형성될 수 있다고 보고하고 있다(Brown and Fyfe, 1970; Steven and

Clemens, 1993). A-형 마그마를 생성시키기 위해서는, 물이 결핍되어 있는 암석의 재용융에 필요한 고온의 열원이 필요한데, 맨틀로부터 열의 지속적인 공급은 지각하부의 온도를 고온으로 상승시키는 충분하며(850-900°C, Clemens *et al.*, 1986; 900-950°C, Rutter and Wyllie, 1988), 지각을 부분용융시킬 수 있는 열원으로 제시되고 있다. I-형의 화강암은 Conrad 등(1988)과 Holtz and Johannes(1991)의 물이 포화된 상태와 불포화된 상태하에서 화강암질 마그마를 생성시키는 실험적인 연구 결과는 a_{H_2O} 가 감소함에 따라 용융체의 성분은 사장석은 없어지고 노움 알칼리 장석의 함량이 풍부해지는 쪽으로, 즉 An-Ab-Or 공융곡선(cotectic trough)이 Or쪽으로 이동하는 것과 같은 효과에 의해 설명될 수 있을 것이다. 이것은 더 오래된 I-형의 마그마가 생성되는 동안 A-형의 마그마를 형성할 수 있는 암석이 용융이 되지 않는 이유를 설명할 수 있을 것이다. 낮은 정도의 부분용융의 결과 물이 풍부해진 마그마는 기원암에서 빨리 빠져 나갈 수 있으며, 이러한 효과는 기원암의 용융작용의 불평형 상태를 만들어 I-형 마그마가 제거되고 난 후, 기원암이나 그 위의 지각하부 물질은 실제적으로 화학성분이 변화되지 않은 상태를 만들 수 있을 것이다. 유체가 존재하지 않은 상태(fluid-absent condition)하에서의 I-형 마그마를 형성시키는 부분용융의 반응식은, $Bt+Qtz+Pl=Opx+Cpx+Kfs+I$ -형 용융체로 표현할 수 있을 것이다(Clemens and Wall, 1981). Metaluminous한 성분의 암석에 대해서는, $Hbl+Qtz=Opx+Cpx+Pl+I$ -형 용융체로 표현할 수 있다(Rushmer, 1991). 따라서 I-형 용융체를 형성시키고 난 잔류물질은 알칼리장석이 주요한 성분이 되며, 지각하부의 성분은 차노카이트릭(Landenberger and Collins, 1996)한 암석으로 될 수 있을 것이다. 현무암질 마그마에 의한 지속적인 열의 공급은 온도를 900°C 이상까지 상승시켜, $Qtz+Kfs+Pl\pm F-Bt\pm F-Hbl=A$ -형 마그마를 만들 수 있다. 이때 A-형 마그마의 높은 F의 함량은 탈수화된 고온에서 F가 풍부한 흑운모와 각섬석의 용융이 가능하기 때문이다. 이러한 반응식은 Rushmer(1991)의 각섬암의 적은 정도의 유체가 존재하지 않은 조건하에서 용융 결과, A-마그마를 형성시킨 후의 잔존물질은 $Ca-Pl+Opx+Cpx$ 에서 증명될 수 있다. 또한 석영의

함량은 850°C까지는 석영은 잔존의 물질로서 존재하나, 그 이상의 온도에서는 잔존물로서 존재할 수 없음은 A-형 화강암의 높은 노음 Qtz의 양을 설명할 수 있을 것이다. I-형 암체와 A-형 화강암의 공간적, 시간적인 밀접성은 이 모델을 받아들일 수 있는 많은 요소를 가지고 있다.

높은 F의 함량

마그마가 형성되는 동안 Ga는 Al에 비해 아노사이트에서 더 잘 분리되므로 A-형 화강암에서 높은 Ga/Al를 나타낸다. Ga/Al비의 증가는 결정작용 동안 용융체에 남아있던 Ga이 불소복합체(fluoro-complexes)를 형성하였음을 지시한다. F는 고온에서, AlF_6 , CaF_2 보다는 GaF_6 , Nb와 $Ta(TaF_5)_2$, CeF_3 , UF_6 , REEs(e.g. LaOF), $(Na,K)_2ZrSiO_5$ 등의 복합체에서 더 안정적인 복합체를 형성하므로(Collins *et al.*, 1982), A-화강암의 지화학적 특성을 더욱 더 잘 설명할 수 있을 것이다.

이상의 고찰에서 본 바처럼, 본 역의 I-형 화강암류보다, 남산의 A-형 하이퍼솔브스화강암이 후기에 관입, 정치되었다는 사실은 지각하부에서, 탈수화된 I-형 토날라이트질 혹은 백립암질 물질이, 맨틀로부터 새로운 열원의 공급에 의해 고온에서 부분용융하여 A-형 마그마가 형성되었다는 것을 설명하는 데 매우 조화적이다.

그리고, 경주 남산의 A-형 화강암 성인은 경상분지 하부지각의 구성물질에 대한 정보를 제공할 뿐만 아니라, 제3기초 지구조 해석에 많은 도움이 될 것으로 생각한다. A-형 화강암의 구체적인 성인을 논의함에 있어서 동위원소 연구 등 더 많은 연구가 필요하다고 본다.

결 론

경주 남산화강암체에 대하여 암석학적 및 지화학적 특징을 고찰해 본 결과는 아래와 같다.

남산 A-형 화강암은 알칼리장석화강암으로 구성되어 있으며, 알칼리장석화강암은 정동구조가 발달하며, 오직 퍼다이트내의 용리 엽리에서만 사장석의 성

분을 가지는 하이퍼솔브스화강암으로 구성되어 있다. 특징적으로 미문상조직이 발달하고, 석영과 장석의 간극을 충전하는 결정작용의 후기에 정출된 알칼리각섬석(riebeckitic arfvedsonite), Fe가 풍부한 흑운모(annite) 및 형석을 함유한다. 본 화강암은 0.5 Kbar 이하의 압력, 후기정출의 알칼리각섬석의 안정 온도인 700°C 부근의 온도 범위내에서 정출된 것으로 해석된다.

남산의 A-형 하이퍼솔브스화강암은 경상분지 동남부의 백악기~제3기초의 I-형 화강암류보다, SiO_2 , Na_2O 및 알칼리 함량이 월등히 높고, REEs, Rb, Nb, Ga, U, Th, Zr, Ce, Y가 부화되어 있는 특성을 나타내는 반면, TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, MgO의 함량은 매우 낮고, Ba, Sr, Eu 등이 결여되어 있는 특징을 보인다. 남산의 하이퍼솔브스화강암은 희토류원소의 전체 함량이 293~466 ppm으로 상당히 높은 값을 나타내고, 큰 Eu '—' 이상($Eu/Eu^* = 0.03\sim 0.05$)를 가지면서 편평한 REEs 분포형태를 나타낸다.

Pearce 등(1984)의 지구조판별도에서 남산 A-형 화강암체는 판내부화강암(WPG) 영역에, I-형의 화강암은 화산도호화강암(VAG)의 영역에 도시된다.

남산지역의 A-형 하이퍼솔브스 화강암은 지각하부에서, 탈수화된 I-형 토날라이트질 혹은 백립암질 물질이, 맨틀로부터 새로운 열원의 공급에 의해 고온에서 부분용융하여 만들어진 A-형 마그마로부터 형성된 것으로 해석된다.

감사의 글

본 논문의 많은 내용을 수정 보완하여 주신 한국자원연구소 진명식, 기초과학지원연구소 박계현, 한국해양연구소 이종익 박사님, 연세대학교 권성택 교수님과 익명의 심사자, 그리고 부산대학교 이준동 교수님, 황병훈 석사에게 깊은 감사를 드립니다.

참고문헌

- 고정선, 1994, 경주 남산일대의 A-type 화강암류의 지화학적 특징과 성인. 부산대학교 석사학위논문, 61.(미발행)
- 원종관, 1968, 경상분지내에서의 백악기 화성활동에 관한 연구(I). 지질학회지, 4, 77-96.

- 윤성효, 황인호, 1990, 경주 남산일대의 화강암의 암석학 및 지구화학의 특성. 지구과학회지, 11(1), 51-66.
- 이미정, 이민성, 이종익, Moutte, J. and Nagao, K., 1995, 울산-경주 화강암 suite의 성인과 지체 구조 발달사적 의미: 그 예비적 고찰. 대한지질학회 제50차 학술발표회 논문요약집(1-109), 18.
- 李倫鐘, 1980, 韓國 東南部, 慶尙盆地 南部地域의 花崗岩類, その1 一般地質と花崗岩のK-Ar年代. 岩石鑛物鑛床學會誌(日本), 75(49), 105-116.
- 주승환, 진명식, 윤현수, 김동학, 1982, Rb/Sr년대측정연구(서산화강편마암 및 화강암, 평해 온정리 화강암, 기타 지역의 화강암). 한국동력자원연구소, 조사연구보고, 13, 193-208.
- 차문성, 1985, 경상분지 동남부의 환상구조(I). 부산대 사대논문집, 11, 369-396.
- 최현일, 오재호, 신성천, 양문열, 1980, 울산지역 경상계 지층의 지질 및 지화학적 연구. 자원개발 연구소, 연구특보, 20.
- 황병훈, 1995, 경주 남산-토함산 일원의 화강암질암체에 관한 암석학적 연구. 부산대학교 대학원 석사학위논문, 70.(미발행)
- Anderson, J. L., 1983, Proterozoic anorogenic granitic plutonism of North America. Mem. Geol. Soc. Am., 161, 133-154.
- Brown, G. C. and Fyfe, W. S., 1970, The production of granitic melts during ultrametamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 28, 310-318.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8, 173-174.
- Chappell, B. W. and Stephens, W. E., 1988, Origin of infracrustal(I-type) granite magmas. Royal Soc. Edinburgh Trans., 79, 71-86.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J., 1981, Crystallization and origin of some peraluminous(S-type) granitic magmas. Canadian Mineral. 14, 111-132.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R., and White, A. J. R., 1986, Origin of A-type granite: Experimental constraints. Am. Mineral., 71, 317-324.
- Clemens, J. D., and Mawer, C. K., 1992, Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics 204, 339-360.
- Collins, W. J., Beans, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1982, Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 189-200.
- Conrad, W. K., Nicholls, I. A. and Wall, V. J., 1988, Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. J. Petro., 29, 765-803
- Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J., 1991, A-type granites revised: Assessment of a residual-source model. Geology, 19, 163-166.
- Cullers, R. L., Koch, R. J. and Birkford, M. E., 1981, Chemical evolution of magmas in the Proterozoic terrane of the St. Francois Mountains, southern Missouri, 2. Trace element data. J. Geophys. Res., B86, 10388-10401.
- Eby, G. N., 1990, The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, 26, 115-134.
- Ernst, W. G., 1968, Amphiboles. Springer-Verlag, New York, 1-125.
- Goldschmidt, V. M., 1937, The principles of distribution of chemical elements in mineral and rocks. Jour. Chem. Soc., 555-573.
- Holtz, F. and Johannes, W., 1991, Genesis of peraluminous granites. I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5Kb and various H₂O activities. J. Petrol., 32., 935-958.
- Kim, M. S., 1988, Geochemistry of the Cretaceous to Early Tertiary granitic rocks in southern Korea, Pt. II, Trace elements Geochemistry. J. Geol. Soc. Korea, 24, sp. Pub., 168-188.
- Kim, 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, 20, 257-265.
- Kim, M. S., Kim, S. J. and Shin, S. C., 1990, Thermal and cooling histories for the granite pluton in southeastern Korea, as revealed by K-Ar and fission track ages. KIER Res. Rept., KR-89-1C, 63-105.
- Landenberger, B. and Collins, W. J., 1996, Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi complex, eastern Australia. J. Petrol., 37(1), 145-170.
- Lee, M. J., Lee, J. I. and Lee, M. S., 1995, Mineralogy and Major Element Geochemistry of A-type Alkali Granite in the Kyeonggi Area, Korea. J. Geol. Soc. Korea, 31(6), 583-606.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. F., 1979, Characteristics and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. Am. Abstr. with Progr., 11, 468.
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982, Principles of geochemistry. John Wiley and Sons, Inc. New York.
- McCarthy, T. S. and Hasty, R. A., 1976, Trace element distribution patterns and their relationship to crystallization of granitic melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1351-1358.
- Middlemost, E. A. K., 1989, Iron oxidation ratios,

- norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- Petford, N., Kerr, R. C. and Lister, Jr., 1993, Dike transport of granitoid magma. *Geology*, 21, 845-848.
- Presnall, D. C. and Bateman, P. C., 1973, Fusino relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - H_2O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 3183-3202.
- Ringwood, A. E., 1955, The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization, Part I: The influence of electronegativity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7, 180-202.
- Rushmer, T., 1991, Partial melting of two amphibollites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 41-59.
- Rutter, M. J. and Whyllie, P. J., 1988, Melting of vapor-absent tonalite at 10Kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, 331, 159-160.
- Sawyer, E. W., 1991, A handbook of silicate rock analysis. Glasgow: Blackie.
- Skjerlie, K. P. and Johnstone, A. D., 1993, Fluid-absent melting behaviour of a F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressure: implications for the generation of anorogenic granites. *J. Petrol.*, 34, 785-815.
- Stevens, G. and Clemens, J. D., 1993, Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary?. *Geology*, 108, 1-17.
- Takahashi, M., 1985, A proposal and development of granitoid series concept. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 25, 225-244.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985, The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1-312.
- Turner, S. P., Foden, J. D. and Morrison, R. S., 1992, Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway ridge, South Australia. *Lithos*, 28, 151-179.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Mem. Geol. Soc. Am.*, 74.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 407-419.
- White, A. J. R., 1979, Source of granitic magmas. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Progr.*, 11, 539.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1983, Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 159, 21-34.
- Yoder, H. S., Stewart, D. B. and Smith, J. R., 1957, Ternary feldspars. *Carnegie Inst. Wash., Ann. Rept. Geophys. Lab.*, 56, 206-214.

(1996년 10월 20일 접수)

(책임편집 : 진명식)

Petrology and Geochemical Characteristics of A-type Granite with Particular Reference to the Namsan Granite, Kyeongju

Jeung Seun Koh, Sung Hyo Yun and Sang Won Lee

Department of Earth Sciences, Pusan National University, Pusan 609-735, Korea

ABSTRACT : Petrological and geochemical characteristics of A-type granite were studied from the Namsan and Tohamsan granites in the vicinity of Kyeongju city, southeastern Korea. The Namsan granite consists of hypersolvus alkali-feldspar granite in the northern part and subsolvus alkali-feldspar to biotite granite in the southern part. This hypersolvus granite usually has miarolitic cavities and is characteristically composed of quartz, single homogeneous one-feldspar (alkali feldspar) forming tabular micropertthite crystals, or micrographic intergrowth with quartz, and interstitial biotite (Fe-rich annite), alkali amphibole (riebeckitic arfvedsonite) and fluorite. Petrographic and petrochemical characteristics indicate that the hypersolvus granite and subsolvus granite from the Namsan belong to the A-type and I-type granitoid, respectively. The A-type granite is petrochemically distinguished from the I-type Bulgugsa granites of Late Cretaceous in South Korea, by higher abundance of SiO_2 , Na_2O , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, large highly charged cations such as Nb, Y, Zr, Ga, Rb, Th, Ce, U, the REEs and Ga/Al ratio, and lower abundance of TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, P_2O_5 , MnO, MgO, Sr, Ba, Eu. The total abundance of REEs is 293 ppm to 466 ppm, showing extensively fractionated granitic composition, and REEs/chondrite normalized pattern shows flat form with strong Eu δ anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.03-0.05$). A-type granite from the Namsan area is thought to have been generated late in the magmatic/orogenic cycle after the production of I-type granite and by direct, high-temperature partial melting of melt-depleted, relatively dry tonalitic/granulitic lower crustal material with underplating by mantle-derived basaltic magmas associated with subduction.

Key words : Namsan granite, Hypersolvus alkali-feldspar granite, A-type granitoid.