

안동심성암체의 역누대 조성변화와 그 성인

황상구* · 이보현

안동대학교 지구환경과학과

Reversely Zoned Compositional Variations and their Origins of the Andong Pluton, Andong Batholith, Korea

Sang Koo Hwang* and Bo Hyun Lee

Dept. of Earth and Environmental Science, Andong National University, Andong 760-749, Korea

The Andong pluton in the Andong Batholith is composed of comagmatic plutonic rocks, in which the lithofacies comprise hornblende biotite tonalite in the central part biotite granodiorite in the marginal part and porphyritic biotite granite at the topside (northeastern part) of the pluton. The pluton is petrographically and petrochemically zoned, having more mafic center than margin and topside. Distribution pattern of the lithofacies represents a reverse zoning in the pluton. Modal and chemical data in the pluton show progressive and gradual compositional variations from the center via the margin to the topside. Quartz and K-feldspar increase toward the topside of the pluton, whereas hornblende, biotite and color index increase toward the center. The bulk composition in the pluton is also reversely zoned, with high SiO₂ and K₂O in the topside facies, and high MnO, CaO, TiO₂, Fe₂O₃, MgO and P₂O₅ in the central facies. The reverse zoning is also evident in higher Cr, V, Ni, Sc and Sr of the more mafic tonalite in the interior. The reversely zoned pluton results from remobilization (resurgence) of the lower more mafic compositional zone into the upper more felsic zones of the pluton modified by thermogravitational diffusion and fractional crystallization. In the initial stages of evolution, the pluton was a petrochemical system that formed chemical compositional zonation with mafic tonalitic magma in the lower, granodioritic one in the middle and granitic one in the upper part of the magma chamber. Periodic influxes of more mafic magma from the base resulted in mingling of liquids and redistribution of minerals, and may have triggered the remobilization of the lower compositional zone into the upper more felsic zones.

Key words: Andong pluton, reversely zoning, thermogravitational diffusion, fractional crystallization, chemical compositional zonation, remobilization

안동심성암체는 3개 암상으로 구분되는 동원성 마그마로부터 유래되었다. 이 암체는 전체적으로 중앙부에 각섬석 흑운모 토날라이트가 노출되고 이의 연변부에 흑운모 화강섬록암이 놓이며, 상단부(북동부)에 반상 흑운모 화강암이 놓인다. 결과적으로 이들은 토날라이트를 중심으로 하는 동심원상 분포를 하며, 중앙부에 고온 광물군의 고철질 암석이 우세하고 연변부와 상단부로 갈수록 보다 저온 광물군의 규장질 암석이 우세한 역누대를 나타낸다. 이 암체의 모드 및 화학 자료는 중앙부에서 연변부, 상단부 순으로 역누대 조성변화를 보여준다. 이 조성변화는 인접하는 암상간에서 매우 점이적으로 변화한다. 각섬석과 흑운모 등의 고철질 광물은 중앙부의 토날라이트에서 가장 풍부하고 연변부로 가면서 감소하고 상단부로 갈수록 더욱 감소한다. 석영과 K-장석 등의 규장질 광물은 이와 반대로 변화한다. 화학적으로도 고철질 광물을 지배하는 원소들은 중앙부에서 최고치이고 이로부터 연변부와 상단부로 갈수록 점차 감소되는 양상을 보이며, 반면에 규장질 광물을 주로 지배하는 원소들은 이와 반대 양상을 나타낸다. 이 역누대 심성암체는 열중력확산작용과 분별결정작용에 의해 수정된 마그마챔버의 상부 규장질 부분 속으로 하부의 더 고철질 부분이 재이동(소생)된 결과이다. 진화의 초기 단계에, 이 마그마챔버는 하부에 토날라이트질, 중부에 화강섬록암질, 상부에 화강암질 마그마를 갖는 화학적 조성누대를 이룬 암석화학계이었다. 후기 단계에 챔버 기저에서 더 고철질 마그마의 유입에 의해 하부의 토날라이트질 조성대가 상부의 규장질 조성대 속으로 재이동을 야기시켰다.

주요어 : 안동심성암체, 역누대, 열중력확산작용, 분별결정작용, 화학적 조성누대, 재이동

*Corresponding author: hwangsk@andong.ac.kr

1. 서 언

안동저반은 안동, 도산, 풍산, 임하와 녹전심성암체로 구성되는 심성암 복합체(plutonic complex)이다(황상구, 2000; Hwang *et al.*, 2001a). 이 중에서 안동심성암체가 공간적으로 가장 크며 암상에 따라 분대하면 3개 암상으로 구분된다. 이들 암상은 불규칙하지만 전체적으로 동심원상으로 분포된다. 즉 이 심성암체에서 고온 광물군으로 구성되는 토날라이트는 중앙부에 분포되고 보다 저온 광물군으로 구성되는 화강섬록암은 연변부에 놓이며 훨씬 더 규장질 광물로 구성되는 화강암이 이 암체의 북동부를 차지한다(Fig. 1). 그래서 안동심성암체는 현위치에 관입된 후에 오랜 시간에 걸쳐 진화되었던 하나의 심성암체로서 암석학적인 진화를 연구할 기회를 제공한다.

마그마는 지각심부에서 형성된 후에 이 곳을 떠나 그 상부에 정지되며, 여기서 진화되면서 결정화되고 고화될 때까지 여러 과정을 겪으면서 매우 큰 화성암체

를 형성했을 것이다. 화성암체의 이런 분야를 연구할 때 어떤 시점에서 마그마의 진화를 생각하느냐에 따라서 공시적(synchronic)인 시점과 통시적(diachronic)인 과정으로 나누어진다. 전자는 어떤 특정시기의 공간적인 마그마의 현상과 변화를 연구하는 것이며 후자는 시기별로 시간적인 마그마의 변천과정을 연구하는 것이다. 통시적인 연구라 하더라도 시기별로 연구결과를 비교하기 위해서는 공시적인 연구가 바탕이 되어야 한다. 그러므로 큰 심성암체의 이러한 과정 중에 현위치에 관입된 후의 마그마의 진화와 그 원인을 알아내기 위해서는 먼저 암상에 따라 심성암체를 정확하게 분대하고 이들의 내부구조를 철저히 파악하고 광물과 화학조성의 변화를 알아냄으로써 가능하다.

연구대상의 심성암체는 분포면적에서 화강암보다 화강섬록암과 토날라이트가 훨씬 더 우세하기 때문에 안동화강암(김남장 외, 1970)으로 부르기에 불합리하며, 조성변화는 어느 한정된 공간 내에서 다루기 때문에 공간적인 의미가 매우 중요하므로 이를 안동심성암체

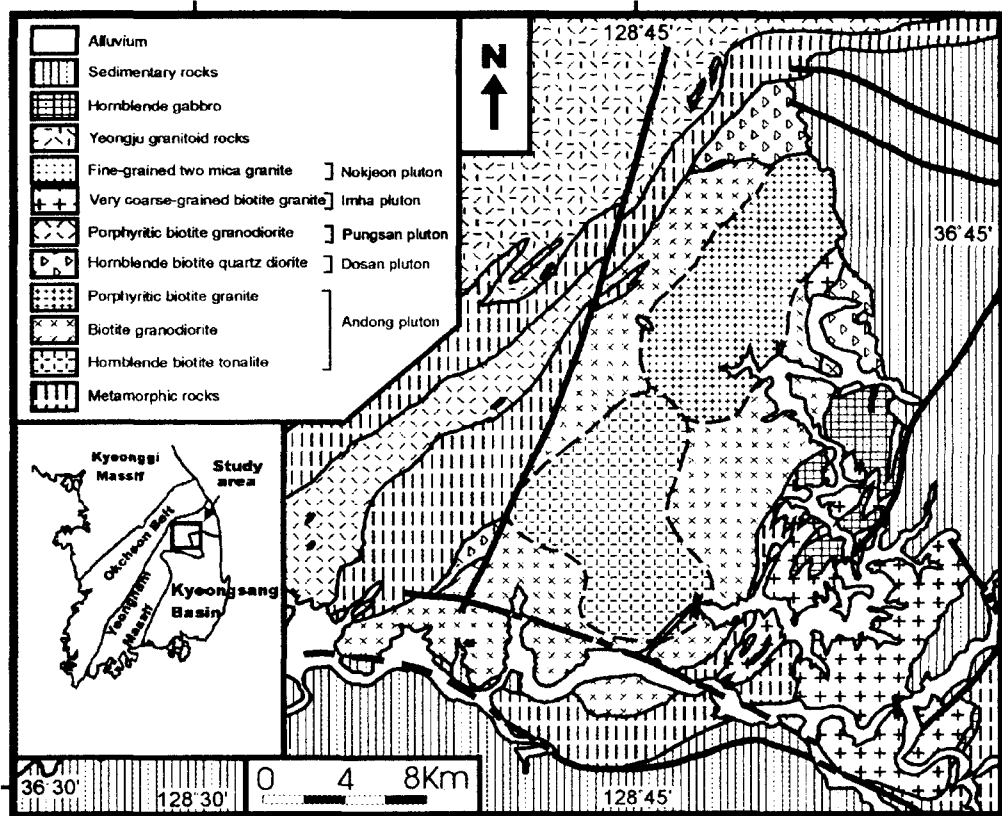


Fig. 1. Location map and geological map showing three lithofacies of the Andong pluton in the Andong granitoid batholith.

(Andong pluton) 혹은 안동암체로 칭하였다(황상구, 2000).

이 논문은 이 안동심성암체의 암상분대와 암석화학적 특징을 상세히 분석하여 이 암석의 조성변화를 설명해 주는 진화과정을 밝히는 것이 목적이다. 이 암체의 규모, 광물조성, 암상변화, 노두상태 등은 이 목적을 달성하기에 매우 적합하다.

2. 지질개요

안동저반은 영남육괴의 북동부에 위치하며 변성암류를 관입한다. 이 변성암류는 원남층군에 속하고 퇴적기원의 다양한 편마암, 편암, 결정질 석회암과 각섬암 등으로 구성되어 있다. 이들 변성암류는 대부분 녹색 편암상에서 녹색석 각섬암상으로 변성되고 심성암의 인접부에서 이와 함께 암쇄화된 미구조를 나타낸다. 이러한 암쇄화 미구조는 변성암류에 혼한 암쇄화 미구조와 함께 변성작용과 심성작용 후의 일이다(Chang, 1990).

이 안동저반은 관입 접촉부와 포획체에 의한 상호관계와, 마그마성 엽리 등의 내부구조에 의해서 5개의 관입상(intrusive phase)으로 구분되는 심성암 복합체이다(황상구, 2000). 첫번째 관입상은 안동심성암체(Andong pluton)이며 이 저반의 중앙부에 305 km²로 매우 넓게 분포된다. 두번째 관입상은 도산심성암체(Dosan pluton)로서 이 저반의 북동부, 북측부와 서측부를 따라 놓이고, 세번째 관입상은 풍산심성암체(Pungsan pluton)이며 이 저반의 북서부를 따라 놓이며, 네번째 관입상은 임하심성암체(Imha pluton)로서 이 저반의 남동부에 놓인다. 마지막 관입상은 녹전심성암체(Nokjeon pluton)를 이루며 이 저반의 중북부에 소규모로 노출된다. 안동심성암체는 K-Ar 흑운모 연대가 211.4±6.0~196.0±3.7 Ma 범위이며 도산암체가 182.6±3.5 Ma, 풍산암체가 179.2±3.4 Ma이고 임하암체가 166.2±3.2 Ma 순으로 젊어진다(Hwang *et al.*, 2001a).

안동심성암체는 예안도폭(이대성과 이하영, 1963)에서 이의 북동부를 시대미상의 각섬석 화강암으로 기재되기 시작하였다. 이후 중평동도폭(김남장 외, 1970)에서 시대미상 흑운모 화강암으로 기재하고 안동화강암으로 명명하였으며, 안동도폭(김봉균 외, 1988), 예천도폭(윤석규 외, 1988)과 영주도폭(이민성 외, 1989)에서 주라기 흑운모 화강암 혹은 편마상 화강암으로 기재하였다.

안동심성암체 북서부의 광역적인 변형작용은 대개 변성암류와의 경계부 근처에서 대체로 N50~70°E, 57~84°NW로 뚜렷하게 발달되는 압쇄엽리로 나타난다. 이 엽리는 북동-남서 방향으로 우세한 구조적 뼈대를 형성하며(Chang, 1990), 풍산암체 속으로 연장되기 때문에 두 암체의 관입 후에 압쇄작용이 일어났음을 의미한다.

3. 암석기재

안동심성암체는 구성광물의 함량과, 반정 유무, 입도 차이와 색지수 등에 의해 각섬석 흑운모 토날라이트, 흑운모 화강섬록암, 반상 흑운모 화강암 등의 3개 암상으로 분대된다. 이 암상들은 2개 횡단선을 따라 채취한 시료(Fig. 2)의 모드 조성(Table 1)에 의한 분류와도 같다(Fig. 3). 이들은 상호간에 매우 점이적인 변화를 보인다. 이들 각각에 대하여 경하에서 암석기재하면 다음과 같다.

3.1. 각섬석 흑운모 토날라이트

각섬석 흑운모 토날라이트는 회색 내지 암회색을 띠며 주로 석영, 사장석, 흑운모, 각섬석과 K-장석 등으로 구성된다. 본암은 육안으로 보면 석영과 사장석의 함량이 월등히 많고 반면에 K-장석의 함량이 현저히 적게 나타나며, 흑운모와 각섬석 등의 고철질(mafic) 광물들에 의한 색지수(color index)가 12~18%로 다른 암상에 비하여 상당히 높다(Table 1). 이 색지수에 의해 야외에서 흑운모 화강섬록암과 구분이 가능하다. 입도는 중립질 내지 조립질이고 대체로 등립질이며 반상 흑운모 화강암의 근처에서 간혹 K-장석 반정을 함유한다.

경하에서 본암은 주로 석영, 사장석, 흑운모, 각섬석과 K-장석으로 구성되고, 녹색석, 자철석, 스피넬, 갈염석, 인회석, 저어콘이 미량으로 수반된다. 석영은 타형이고 사장석, 흑운모, 각섬석들 사이에서 작은 입자들이 집합체로 산출되며 간혹 자형 흑운모를 포유한다. 사장석은 작은 자형 사장석, 흑운모, 각섬석 등을 포이킬리틱하게 포유한다. 사장석에서 포유물의 광물군은 토날라이트에서 화강섬록암으로 체계적인 변화를 나타내며 대체로 토날라이트 전반에 걸쳐 발견되는 고철질 광물과 일치한다. 이 포유물은 대부분 거의 자형을 나타내기 때문에 마그마 결정작용의 초기 단계에 형성되었음을 지시한다. 이 사장석이 결정작용의 초기 광물 중의 하나를 나타내기 때문에, 이 고철질 포유물의 변화는 대체로 토날라이트가 정지될 때 액상이었음을

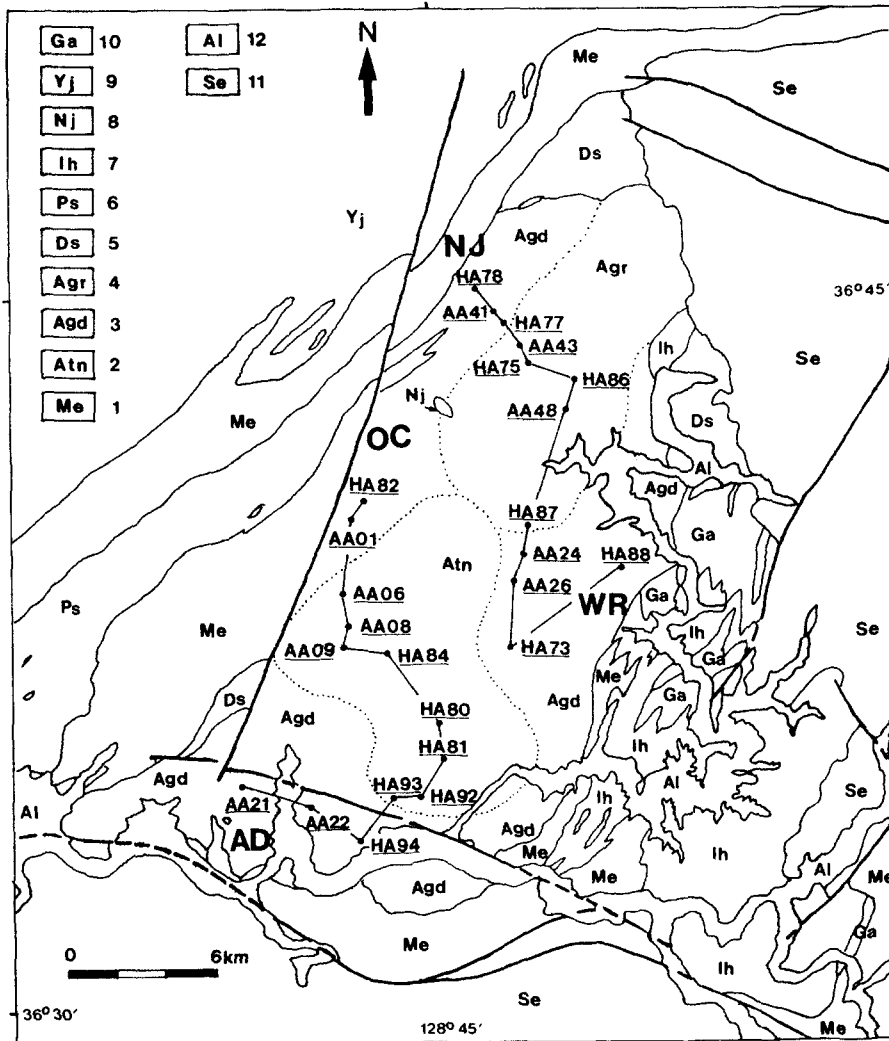


Fig. 2. Map showing locating sample sites along traverse OC-AD and NJ-WR lines across the Andong pluton. 1, metamorphic rocks; 2, hornblende biotite tonalite in the Andong pluton; 3, biotite granodiorite in the Andong pluton; 4, porphyritic biotite granite in the Andong pluton; 5, Dosan pluton; 6, Pungsan pluton; 7, Imha pluton; 8, Nokjeon pluton; 9, Yeongju batholith; 10, hornblende gabbro; 11, sedimentary rocks; 12, Alluvium.

암시한다. 이와 함께 이 토날라이트는 화강섬록암과 점 이적인 변화를 보이므로 하나의 단일 분화상임을 암시 한다. 간혹 사장석의 입자 경계부는 부분적으로 석영 이 작은 유충상 결정으로 연결된 유상석(myrmekite)을 형성한다. K-장석은 주로 간극에 소량으로 존재하며 대 부분 미사장석이다. 이 간극상 결정들은 초기와 후기 결정들의 혼합체를 나타내는 것 같다. 흑운모는 연한 황갈색에서 진한 녹갈색의 다색성을 나타내고 자형 각 석, 녹염석, 인회석과 썩어온 등을 포함한다. 각석은 흑운모와 함께 나타나고 황갈색에서 진한 녹갈색의

다색성을 나타낸다. 녹염석은 최대 2 mm로 다양하고 때때로 흑운모를 내포하거나 갈염석, 자철석 등과 함께 나타난다. 스피넬은 2 mm 내외의 쇠기상으로 주로 각석과 함께 나타난다.

3.2. 흑운모 화강섬록암

흑운모 화강섬록암은 회색 내지 담회색을 띠고 조립 질로서 반정을 갖지 않는 등립질의 입상조직을 나타낸다. 그러나 변성암류와의 접촉부에 인접하여 대체로 폭 약 수백m 내외 간격에서 그 입도가 다소 줄어들어 이

Table 1. Modal analyses of the Andong pluton in the Andong batholith.

OC-AD line													
Sample No.	HA82	AA01	AA06	AA08	AA09	HA84	HA80	HA81	HA92	HA93	HA94	AA22	AA21
Rock type	Agd	Agd	Atn	Atn	Atn	Atn	Atn	Atn	Atn	Atn	Agd	Agd	Agd
Distance(km)	0.7	0.5	3.5	1.1	0.7	1.9	3.6	1.6	1.6	1.4	2.2	2.0	2.5
Mode													
Quartz	31.5	34.3	33.2	27.8	29.4	23.3	23.6	23.3	23.9	26.1	30.0	25.9	19.7
K-feldspars	13.8	18.6	1.8	0.4	11.3	5.6	2.6	4.2	5.4	5.6	12.6	6.8	7.8
Plagioclase	42.7	34.7	50.9	58.2	46.3	54.9	57.5	54.9	53.8	53.8	46.3	50.9	58.9
Biotite	10.0	11.5	8.4	8.4	8.4	12.5	12.3	13.0	13.0	11.3	9.8	12.1	9.3
Hornblende	0.1		1.0	0.2	1.9	0.7	0.4	0.6	0.7	0.4	0.2	0.5	
Muscovite		0.1	0.3										
Allanite	0.8					tr	tr	0.7	0.7	0.2	0.2		1.0
Epidote	tr		1.5	2.4		1.6	1.1	1.0	0.3	tr	tr	0.3	1.9
Opagues	0.5	0.4	1.3	1.0	0.9	0.9	2.0	1.8	1.7	2.0	0.7	2.3	0.5
Sphene	0.4		1.2	1.2	1.4	0.3	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.9	0.6
Apatite	tr					tr	tr	tr	tr	tr	tr		
Color index	11.8	11.9	13.4	13.2	12.6	16.0	16.1	17.3	16.5	14.0	11.0	16.1	13.3
NJ-WR line													
Sample No.	HA78	AA41	HA77	AA43	HA75	HA86	AA48	HA87	AA24	AA26	HA73	HA88	
Rock type	Agd	Agr	Agr	Agr	Agr	Agr	Agr	Agr	Agd	Agd	Agd	Agd	
Distance(km)	1.1	0.7	0.3	1.2	0.8	2.1	1.3	4.7	0.8	1.3	2.7	5.5	
Mode													
Quartz	22.7	33.8	32.6	35.2	31.8	30.3	25.6	25.2	18.3	19.7	24.5	25.4	
K-feldspars	15.7	17.0	20.7	20.8	22.9	22.7	25.0	26.0	26.2	15.9	14.9	15.2	
Plagioclase	50.5	42.0	39.5	35.9	38.0	39.6	43.0	40.5	48.2	52.0	47.7	48.0	
Biotite	8.7	4.7	5.5	7.0	6.1	6.5	4.0	7.1	5.5	10.1	10.0	7.3	
Hornblende	0.2		tr		tr	tr		tr			0.2	0.2	
Muscovite		0.9	0.3	0.4	tr	tr	1.4	tr					
Allanite	tr			tr		tr					tr	0.1	
Epidote	0.2	0.5	0.3	0.2	0.2	0.1	0.5	0.2	0.3	0.6	1.1	2.1	
Opaque	1.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.6	0.3	0.5	0.8	0.8	1.0	1.1	
Sphene	0.1		0.1		tr	tr		0.1	0.3	0.5	0.2	0.4	
Apatite	tr		tr		tr	tr		tr			tr	tr	
Color index	10.8	5.9	6.5	7.6	6.7	7.2	4.8	7.9	6.9	12.0	12.5	11.2	

Atn, hornblende biotite tonalite; Agd, biotite granodiorite; Agr, aporphyritic biotite granite.

암체의 연변상을 나타낸다. 그리고 간혹 반상 흑운모 화강암 근처와 변성암류의 인접부에서 K-장석 결정이 아주 드물게 반정으로 나타나는 곳도 있다. 이 암상은 주로 석영, K-장석, 사장석, 흑운모를 함유하고 각섬석을 드물게 갖는다. 유색광물에 의한 색지수는 대체로 7~16% 정도를 나타낸다(Table 1). 부분적으로 스펀이 육안으로 관찰되는 곳도 있다.

경하에서 본암은 주로 석영, 사장석, K-장석, 흑운모 등으로 구성되고 스펀, 각섬석, 갈염석, 자철석, 인회석, 저어콘 등이 수반된다. 석영은 주로 장석들 사이에 간극상으로 존재하고 사장석과 흑운모를 함유한다. 사

장석은 작은 사장석, 흑운모, 각섬석과 석영 등을 포이 킬리틱하게 포유하며 드물게 미사장석화되어 있고 외곽에서 석영과 함께 유상석을 형성한다. 그러므로 사장석에서 고철질 포유물의 광물군은 화강섬록암이나 토날라이트 전반에 걸쳐 발견되는 고철질 광물의 분포와 일치되며, 초기 형성된 결정임을 나타낸다. 이 사장석도 결정작용의 초기 광물 중의 하나를 나타내기 때문에, 이 포유물의 변화는 대체로 화강섬록암이 정치될 때 액상이었음을 암시한다. 이와 함께 이 화강섬록암은 토날라이트와 화강암과 점이적인 변화를 보이므로 하나의 단일 분화상을 나타내는 것으로 생각된다. K-

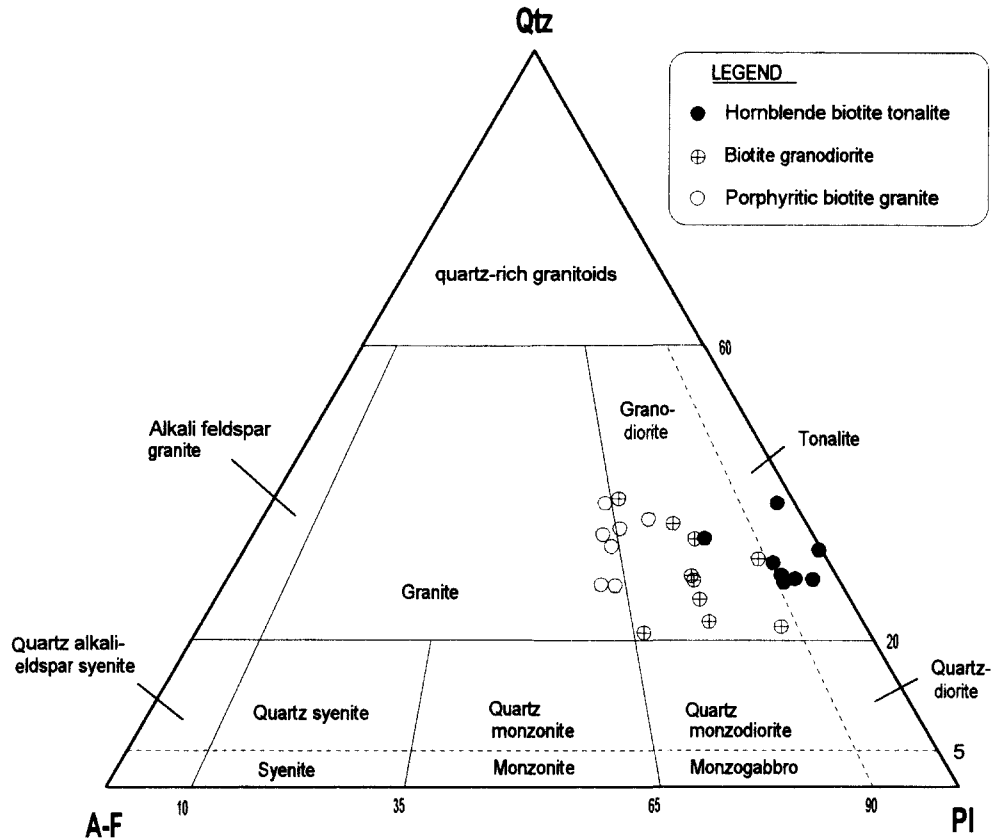


Fig. 3. IUGS classification for modes of samples that are taken across the pluton along traverse OC-AD and NJ-WR lines.

장석은 작은 사장석, 흑운모, 자철석 등을 포유한다. 흑운모는 사장석 사이에 가장 흔하게 산출되며 다색성이 현저하고 가끔 각섬석, 갈엽석과 함께 나타나며 부분적으로 녹니석화되어 있다. 석영, K-장석과 흑운모 등의 간극상 결정들은 아마도 초기와 후기 광물들의 혼합체임을 나타낸다.

3.3. 반상 흑운모 화강암

반상 흑운모 화강암은 신선한 면에서 회백색을 띠고 석기의 입도가 중립질 내지 조립질이며 큰 장석 결정을 반정으로 포함하는 반상조직을 나타낸다. 이 암상은 조립질 내지 중립질이며 주로 석영, K-장석, 사장석, 흑운모 등으로 구성된다. 노두에서 고철질 광물에 의한 색지수는 약 4~8% 정도를 나타낸다. 야외에서 자형의 반정은 K-장석이고 흑운모 등의 작은 결정을 포유하는 포이킬리틱 조직을 보여준다. 이 반정은 최대 40×20 mm 크기이고 본암의 남측부와 서측부로 가면서 이의 크기와 함량이 점차 줄어드는 경향을 보

인다. 석영도 그 크기가 상당히 커서 거의 작은 장석 반정 크기에 해당하는 부분도 있다.

경하에서 본암은 주로 석영, K-장석, 사장석, 흑운모 등으로 구성되고 자철석, 스피넬, 백운모, 녹엽석, 갈엽석, 인회석 등이 수반된다. 석영은 대부분 장석들 사이에 간극상으로 존재한다. K-장석은 정장석과 미사장석으로 구성되고 주로 간극상으로 산출되며 간혹 작은 사장석, 흑운모와 석영 등을 포이킬리틱하게 포유한다. 그러므로 K-장석에서 포유물의 광물군은 사장석과 흑운모로 구성되며 화강섬록암 전반에 걸쳐 발견되는 광물군의 분포와 일치된다. 이 포유물은 대체로 초기 형성된 결정을 나타낸다. 이 K-장석이 결정작용의 후기 광물을 나타내지만, 이 포유물의 변화는 대체로 화강섬록암이 정치될 때 액상이었으며 K-장석이 정출될 때 적어도 고상선 위에 있었음을 암시한다. 사장석은 가장자리가 알바이트로 둘러싸인 누대구조를 이루며, 간혹 작은 사장석, 흑운모 등을 포이킬리틱 조직으로 포유한다. 또한 사장석은 드물게 석영과 함께 유사석을

형성한다. 그러므로 사장석에서 이 포유물들도 초기 형성된 결정을 나타내며 이들의 광물군은 화강섬록암이나 토날라이트 전반에 걸쳐 발견되는 광물들의 분포와 일치된다. 이 화강암도 하나의 단일 분화상을 나타내는 것으로 생각된다. 왜냐하면 이 사장석이 결정작용의 초기 광물 중의 하나를 나타내고, 이 포유물들의 변화는 대체로 화강암이 정지될 때 액상이었음을 암시하기 때문이다. 흑운모는 장석 사이에서 산출되며 다색성을 띠고 가끔 백운모, 녹염석 등과 함께 산출되며 부분적으로 녹니석화되어 있다. 후기 광물의 빠다귀상 모양과 간극상 위치는 이들이 거의 모든 조암광물의 정출후와 고상선 온도 근처에서 결정화되었다는 것을 지시한다.

4. 미구조와 조직 변화

안동심성암체에서 미구조 변화는 대체로 연변부로부터 내부로 향하여 일어난다. 연변부 암상 특히 흑운모 화강섬록암에서 일차적인 마그마성 엽리(magmatic foliation)가 희미하게 인지되지만 점차 내부 암상으로 갈수록 인지되지 않는다. 연변부에서의 흑운모 화강섬록암은 회색이고 이의 외측 접촉부에 대체로 평행하게 엽리화되어 있다. 반면에 중앙부에서의 각섬석 흑운모 토날라이트는 암회색이고 엽리의 식별이 되지 않고 북동부에서의 반상 흑운모 화강암은 회백색이고 엽리의 식별이 어렵다. 중앙부에서 풍부한 유색광물은 연변부로 가면서 석영과 K-장석이 증가됨으로써 감소된다.

이 엽리는 판상과 주상 광물 특히 흑운모와 장석의 우세한 방향성을 반영한다. 이러한 엽리는 거의 수직이거나 급경사이며 대체로 본 암체의 외측 접촉부에 평행하고 안쪽으로 약해지는데 이는 본 암체의 정치시에 이미 정출된 결정들이 운동방향에 따라 배열되었다는 것을 암시한다.

본 암체에서 나타나는 모든 암상은 입도가 대부분 조립질이지만 더 구체적으로 살펴본다면 이 심성암체의 접촉부 근처에서 중립질이고 여기서 안쪽으로 갈수록 대부분 조립질로 증가되고 북동부의 반상 화강암에서 반정을 제외하면 다시 중립질로 감소된다. K-장석은 중앙부 토날라이트에선 드물지만 화강섬록암으로 가면서 입도와 함량이 증가되고, 화강섬록암의 북동부로 접근하면 점점 더 커져 결국 반상 화강암으로 전이된다. 석영도 중심부 토날라이트에서 연변부 화강섬록암과 북동부 화강암으로 가면서 입도가 점점 증가되어 반상 화강암의 북부에서 최고 직경 1 cm의 결정으로

된다. 심성암체가 연변부에서보다 세립질인 것은 마그마 냉각(magma chilling)으로부터 초래되는 연변상을 의미한다. 즉 보다 세립질 입도는 내부에서보다 마그마 연변부에서 온도가 더 빨리 떨어지는 벽쪽과 지붕쪽에서의 열손실로부터 야기된다. 여기서 핵생성이 풍부하게 일어나고 이들의 성장기간이 짧아서 결과적으로 더 빨리 고화되어 흑운모 화강섬록암 측부에서 더 세립인 중립질 연변상을 형성하게 되었고 반상 흑운모 화강암에서 지붕 근처의 중립질 상단상을 형성하게 되었던 것으로 생각된다. 그리고 특히 각섬석, 흑운모와 사장석은 그 형태가 대개 거의 자형을 나타낸다. 이러한 결정의 자형 형태는 마그마 내의 용융물로부터 결정화되었다는 것을 암시한다(Presnall and Bateman, 1973).

5. 조성 변화

안동심성암체를 가로지르는 도로를 따라서 시료를 채취하여 본 암체에서 공간적으로 모드와 화학조성의 변화를 추구하였다. 이를 위하여 여러 암상을 지날 수 있는 횡단선이 남북 방향으로 2개 선정되었다(Fig. 2). 이중에 서쪽의 OC-AD 횡단선은 웅천에서 안동에 이르며 반상 흑운모 화강암을 제외한 2개 암상을 지난다. 동쪽의 NJ-WR 횡단선은 녹전면에서 외룡면에 이르며 각섬석 흑운모 토날라이트를 제외한 2개 암상을 통과하여 보다 큰 조성변화를 나타낸다.

5.1. 모드 조성

석영과 K-장석은 화강암에서 가장 풍부하고 NJ-WR 횡단선을 따라 화강섬록암으로 가면서 감소되고 OC-AD 횡단선을 따라 토날라이트 중심부로 가면서 더욱 감소된다. 반면에 사장석, 흑운모와 색지수는 토날라이트 중심부에서 가장 풍부하고 OC-AD 횡단선을 따라 화강섬록암으로 가면서 감소되고 NJ-WR 횡단선을 따라 화강암으로 가면서 더욱 감소된다(Fig. 4). 그러므로 사장석, 흑운모와 색지수는 토날라이트로부터 화강섬록암을 지나 북동부의 화강암으로 갈수록 감소하므로 안쪽으로 향하여 증가된다. 그러나 대체적으로 감소율은 별로 크지 않으나 토날라이트의 경계부 구간에서 다소 큰 편이다. 이 구간을 넘어서 감소율은 매우 적고 여기서 사장석과 흑운모 함량은 점차 떨어진다. 암상들 간의 접촉부를 지나면서 감소율이 비교적 적은 것은 접촉부를 생성시키는 중심부 마그마가 고화되는 마그마를 관입하지 않고 두 암상간의 접이대를 그대로 유

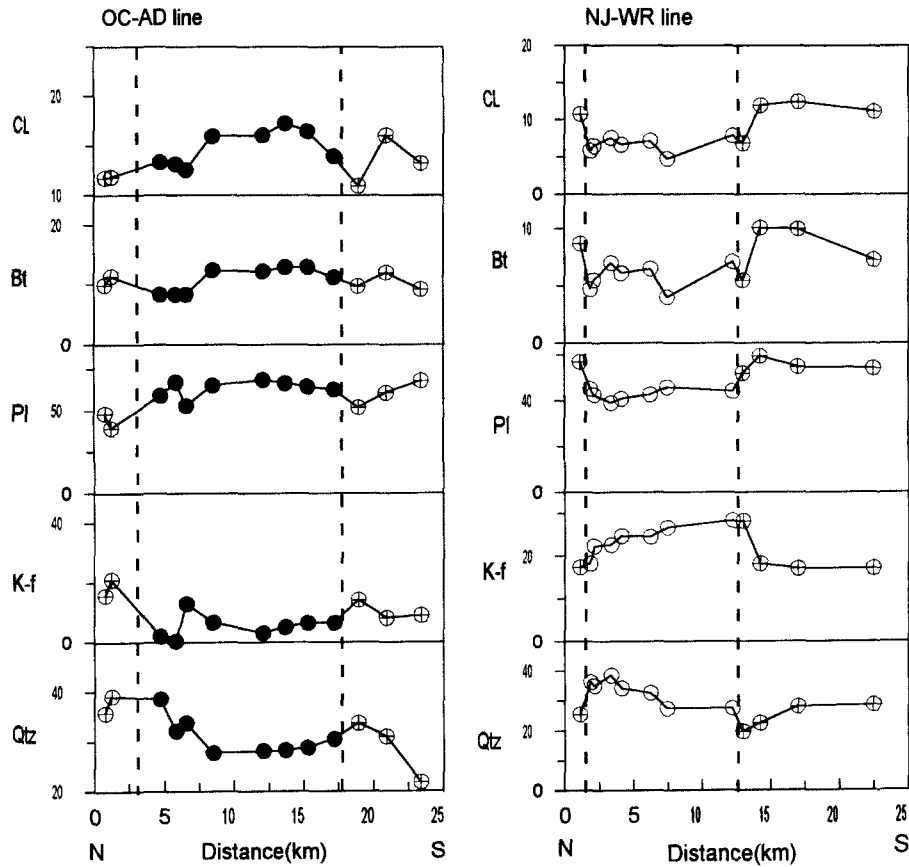


Fig. 4. Variations of modal minerals across the pluton along the traverse OC-AD and NJ-WR lines (symbols as in Fig. 3).

지했음을 지시한다.

토날라이트에서 채취된 시료들은 사장석, 각섬석, 흑운모와 스피넬 등 자형 내지 반자형 결정을 함유하지만 석영과 K-장석의 타형 결정을 함유한다. 이 관계는 이 암상이 고화되기 시작할 때 자형 내지 반자형 광물이 마그마 내에서 결정으로 존재하였으나 석영과 K-장석은 간극상 용융물로부터 이후에 결정화되었음을 시사한다. 화강섬록암은 대체로 자형 내지 반자형 사장석, 각섬석과 스피넬 입자를 함유하고 반자형 흑운모 결정을 함유하며 반자형 내지 타형 K-장석과 타형 석영 결정을 함유한다. 이는 각섬석과 스피넬이 토날라이트가 고화될 초기부터 결정으로 존재하였고 흑운모는 토날라이트가 고화될 중기에 결정화되기 시작했음을 지시하며 K-장석과 석영은 토날라이트가 고화될 중기나 말기에 결정화되기 시작했음을 지시한다. 그러나 화강암은 자형 내지 반자형 K-장석 결정을 함유한다. 이는 화강섬록암이 고화될 중기에 이들이 이미 결정화되기 시작

했음을 시사한다.

화강섬록암과 화강암에서 반자형 K-장석 결정이 나타나는 것은 핵생성 시작의 가시적인 증거가 되고, 그리고 K-장석과 석영이 증가되는 것은 과냉각에 의한 핵생성과 결정성장의 증가율로 인해 이들의 결정화 증가율을 나타낸다. 각 암상 단위 내에서 석영과 K-장석의 함량변화가 적은 것은 이들의 비율이 거의 일정한 곳에서 결정화되었음을 지시한다. 석영과 K-장석이 안쪽으로 점진적으로 감소되는 것은 다음과 같은 기구로 생각해 볼 수 있다. 이 기구는 석영과 K-장석이 결정화되기 시작할 때 이 광물의 결정이 마그마에 존재하지 않았지만 이들의 비율은 새로운 광물들이 결정화될 때 증가되고 또한 마그마에 이미 존재하던 다른 결정들이 제거될 때 더욱 증가된다는 것이다(Bateman and Chappell, 1979). 흑운모와 각섬석은 토날라이트와 화강섬록암의 경계부에서 다소 가파르게 감소되고 이보다 바깥쪽에서 더 완만하게 감소된다. 이들의 가파른

감소는 흑운모와 각섬석의 결정화 비율이 두 암상 사이에서 빨리 감소되었음을 지시하고, 완만한 감소는 이들의 결정화 비율이 서서히 감소되거나 거의 정지된 상태를 시사한다.

사장석은 안쪽의 토날라이트에서 가장 풍부하고 상단부의 화강암으로 갈수록 대체로 점점 감소되는데, 이 점진적인 변화는 이 암체에서의 마그마 진화가 결정분별작용에서 초래되었거나 아니면 마그마 혼합작용으로부터 유래되었다는 것을 시사한다. 그러나 초기 성장한 사장석 주위에 다른 광물로 과성장되었거나 결정 중앙부에 얼룩진 사장석이 없는 것은 현재 노출된 암

석에서 대부분 결정이 마그마의 용융물로부터 결정화되었음을 지시하는 것이지 혼합작용에 의한 것이 아니라고 본다. 결정분별작용은 먼저 정출된 결정이 잔류 용융물로부터 서로 분리되는 것을 의미하는데, 따라서 이는 비혼합작용(unmixing)이라고도 할 수 있으며 이 때 사장석과 용융물의 두 물질 조성은 변화한다. 그러므로 이는 성분의 변화를 일으키는 결정이 성분의 변화가 일어나는 용융물로부터 분리되는 것을 의미한다. 그래서 결정분별작용에서 초래되는 조성에 대한 변수는 결정과 용융물간의 함량변화와 마찬가지로 결정과 용융물 내의 성분변화를 반영한다. 이러한 해석은 이

Table 2. Major and trace element composition of the Andong pluton in the Andog Batolith.

Sample No. Rock type	OC-AD line												
	HA82 Agd	AA01 Agd	AA06 Atn	AA08 Atn	AA09 Atn	HA84 Atn	HA80 Atn	HA81 Atn	HA92 Atn	HA93 Atn	HA94 Agd	AA22 Agd	AA21 Agd
SiO ₂	64.43	64.39	62.08	63.15	62.40	63.51	62.74	64.71	64.47	63.23	64.87	63.81	64.44
Al ₂ O ₃	17.75	17.56	18.45	17.80	17.91	17.51	17.61	17.44	17.05	17.57	17.32	17.70	17.16
Fe ₂ O ₃ [†]	4.22	4.34	4.46	4.43	4.73	4.48	4.34	4.18	4.16	4.32	3.92	3.93	4.17
MgO	1.32	1.33	1.45	1.40	1.51	1.33	1.32	1.28	1.35	1.37	1.20	1.24	1.26
Ca	4.17	4.41	5.16	4.97	5.04	4.91	4.76	4.54	4.55	5.00	4.84	4.20	3.94
Na ₂ O	4.57	4.37	4.94	4.74	4.76	4.65	4.77	4.62	4.37	4.53	4.88	4.80	4.60
K ₂ O	2.36	2.20	1.69	1.90	2.00	1.73	1.82	2.47	2.22	1.77	1.69	1.94	2.16
TiO ₂	0.65	0.69	0.74	0.83	0.84	0.79	0.81	0.63	0.79	0.76	0.69	0.71	0.73
P ₂ O ₅	0.23	0.20	0.24	0.23	0.24	0.23	0.24	0.20	0.21	0.25	0.21	0.20	0.23
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05
total	99.75	99.54	99.26	99.51	99.49	99.20	98.47	100.12	99.23	98.86	99.67	98.58	98.74
Ba	566	748	641	700	768	400	676	1313	951	1061	578	668	1534
Co	7	8	8	8	8	8	7	7	7	8	7	8	8
Cr	9	9	9	9	10	9	9	9	9	9	8	9	9
Cu	9	9	11	13	7	5	6	5	11	4	7	6	6
Li	26	28	18	21	21	19	17	17	16	18	21	23	21
Nb	8	12	9	11	11	10	11	6	10	9	7	10	9
Ni	7	10	8	10	7	8	6	8	8	9	6	7	8
Sc	7	2	5	5	5	7	5	4	5	5	4	4	4
Sr	733	820	1030	977	994	919	980	992	881	1066	967	983	972
V	63	66	70	71	75	66	69	62	65	67	61	62	66
Y	11	22	12	17	17	15	17	10	13	13	11	13	13
Zn	93	97	90	94	102	77	82	87	92	89	103	78	86
Zr	195	188	177	189	185	202	198	194	179	219	172	179	174
Rb	80	69	41	48	49	48	46	52	45	37	48	47	46
La	78	51	50	51	41	38	41	47	66	54	46	49	47
Ce	126	82	83	96	83	74	76	73	105	88	72	83	84
Nd	61	47	50	59	59	50	48	37	55	50	38	50	51
Sm	9.6	9.1	8.5	10.4	10.5	8.4	8.1	5.4	7.3	7.5	5.3	9.2	8.9
Eu	1.2	1.6	1.7	2.1	2.1	1.8	1.8	1.2	1.8	1.7	1.4	1.6	1.7
Dy	2.1	3.6	2.1	3.0	3.2	2.6	2.4	1.1	1.8	1.8	1.3	2.6	2.4
Yb	0.5	1.3	0.9	1.1	1.2	0.9	1.1	0.5	0.8	0.9	0.6	1.0	0.9
(La/Yb) _n	102.8	26.2	37.0	30.9	22.6	28.1	24.8	61.9	55.6	39.9	51.6	33.0	34.7

Table 2. Continued.

Sample No. Rock type	NJ-WR line											
	HA78 Agd	AA41 Agr	HA77 Agr	AA43 Agr	HA75 Agr	HA86 Agr	AA48 Agr	HA87 Agr	AA24 Agd	AA26 Agd	HA73 Agd	HA88 Agd
SiO ₂	67.42	71.01	69.70	70.39	68.92	69.67	69.64	68.11	67.59	66.10	66.12	67.01
Al ₂ O ₃	16.00	15.04	15.57	15.54	15.92	15.57	15.64	15.51	16.31	16.14	16.64	16.60
Fe ₂ O ₃ [†]	4.04	2.38	2.61	2.72	2.80	2.74	2.76	3.59	3.33	3.52	3.82	3.14
MgO	1.06	0.58	0.66	0.66	0.70	0.73	0.69	1.32	0.94	1.07	1.18	0.98
Ca	2.99	2.55	2.74	2.77	3.00	2.50	2.49	3.58	3.56	3.87	3.96	3.68
Na ₂ O	3.97	3.97	4.16	4.13	4.34	4.03	4.13	3.78	4.19	4.30	4.91	4.27
K ₂ O	3.55	3.41	3.23	3.17	3.15	3.55	3.69	2.86	2.75	2.46	2.39	2.97
TiO ₂	0.54	0.33	0.37	0.35	0.37	0.35	0.37	0.54	0.53	0.65	0.62	0.47
P ₂ O ₅	0.18	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.14	0.18	0.19	0.19	0.15
MnO	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.05	0.05	0.10	0.05
total	99.81	99.44	99.21	99.90	99.38	99.31	99.59	99.50	99.43	98.35	99.93	99.32
Ba	1223	972	793	1019	1081	1306	1201	709	926	966	853	1027
Co	6	5	5	5	5	5	5	7	7	7	7	7
Cr	43	6	6	6	6	6	6	12	8	8	10	7
Cu	20	16	4	8	11	16	5	5	6	7	8	5
Li	37	30	31	29	30	30	28	22	29	24	19	23
Nb	7	6	6	7	6	7	6	9	9	10	14	6
Ni	8	7	5	4	4	4	5	6	9	7	9	5
Sc	4	3	3	3	3	3	3	8	3	4	5	3
Sr	762	588	621	633	676	675	664	549	799	870	845	801
V	46	23	25	27	26	27	28	58	45	52	57	46
Y	10	4	4	8	8	8	8	14	12	13	278	
Zn	75	61	69	68	69	68	68	72	71	75	71	71
Zr	135	130	154	162	175	156	143	126	161	188	185	141
Rb	80	98	95	95	108	100	116	82	71	66	114	69
La	26	42	50	46	54	38	46	39	49	53	60	35
Ce	55	65	74	70	84	59	73	62	79	89	98	54
Nd	23	32	32	32	37	30	34	35	45	50	47	31
Sm	3.5	4.9	4.3	5.5	5.8	4.	5.4	6.7	8.5	9.0	8.3	5.6
Eu	1.0	1.1	1.0	1.0	1.1	1.1	1.1	1.3	1.4	1.7	1.5	1.1
Dy	1.5	0.7	0.5	1.2	1.1	1.1	1.2	2.3	2.4	2.6	3.4	1.1
Yb	0.5	0.3	0.2	0.5	0.5	0.4	0.4	1.0	0.9	1.0	2.0	0.6
(La/Yb) _n	34.3	90.9	168.3	60.6	71.1	64.0	77.4	26.3	36.2	35.7	20.0	39.3

결정과 함께 흑운모와 각섬석 결정의 자형 형태로부터 내린 해석과도 일치된다.

K-장석 반정은 화강암 중심부에서 다소 풍부해지고 크기가 증가한다. 대부분의 반정은 장방형의 자형을 보이지만 반자형인 것도 있다. 이 반정들은 작은 사장석과 흑운모 결정을 포유하고 드물게 석영 결정도 포유한다. 반정의 크기와 함량은 지역에 따라 크게 변화함에도 불구하고, 반정과 석기에서 K-장석의 전체 함량은 크게 변화되지 않고 거의 일정한 편이다. 이 반정들은 화강암질 암체 내에서 증기에 형성된 암석에서 흔하게 나타난다(Bateman and Chappell, 1979; Vernon,

1986). 즉 동원 마그마성 암체 내의 구성원 중에서 초기의 가장 고철질인 암석은 등립질이고, 다음 증기의 암석은 거정을 함유하여 반상이며, 후기의 가장 규장질인 암석은 등립질을 보인다. 이러한 분포양상을 고려한다면 본 암체 내의 반상 화강암의 냉각시기와도 일치된다(황상구 외, 2002).

5.2. 전암 화학 조성

두 횡단선에 따른 대표적 시료의 주원소, 미량원소 희토류원소 분석치는 Table 2에 주어져 있다. SiO₂는 62.0~71.1%이며 토날라이트에서 화강섬록암을 거쳐 화

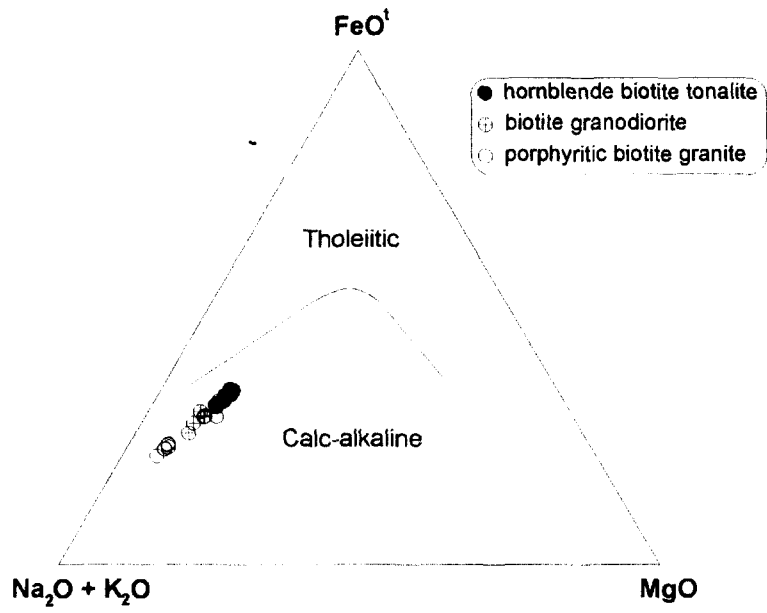


Fig. 5. AFM diagram by Irvine and Baragar (1971).

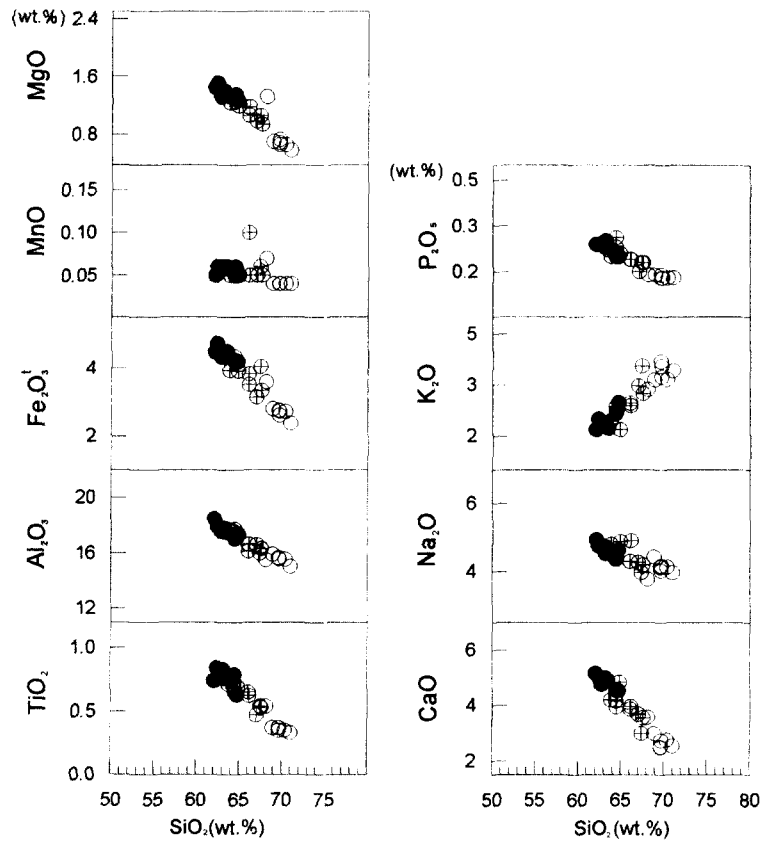


Fig. 6. Major element Harker's diagram composite with SiO_2 (symbols as in Fig. 3).

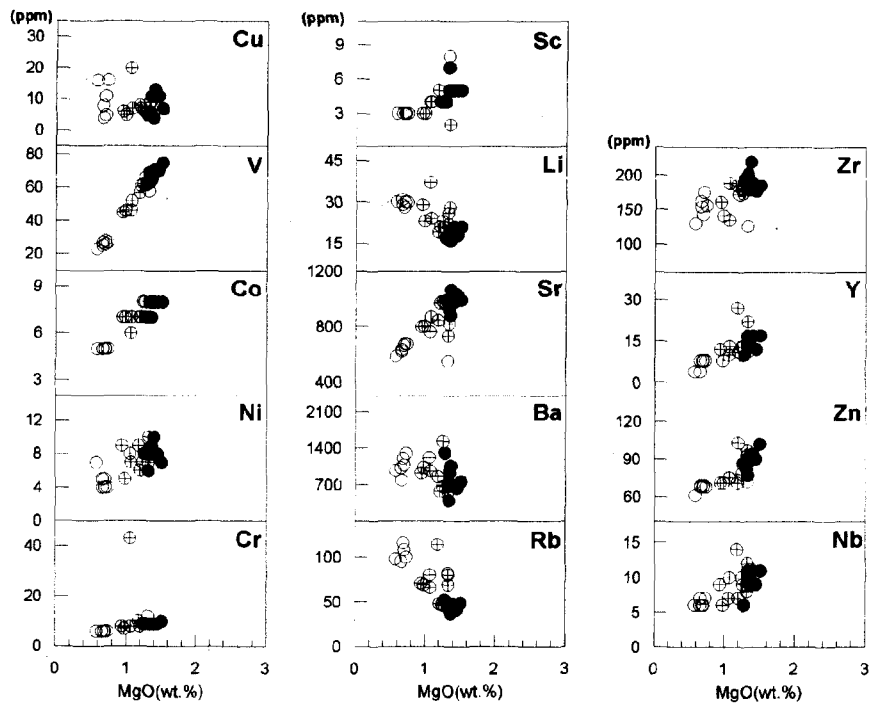


Fig. 7. Trace element Harker's diagram composite with MgO (symbols as in Fig. 3).

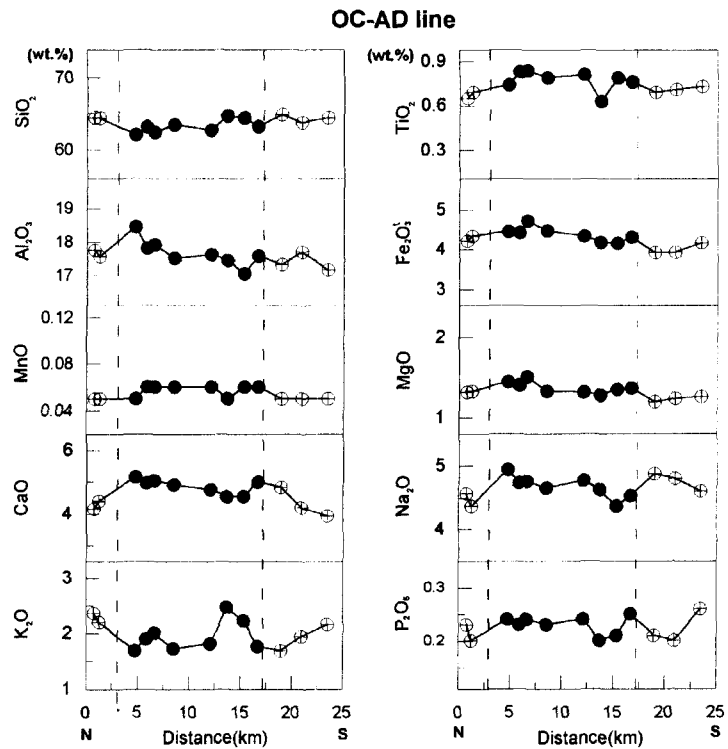


Fig. 8. Variations of major elements across the pluton along the traverse OC-AD line (symbols as in Fig. 3).

강암 조성에 이른다. 이들은 AFM 그림에서 칼크알칼리 계열을 나타내고 토날라이트에서 화강암으로 연속적인 조성변화를 나타낸다(Fig. 5). SiO₂의 조성이 증가할 때 MgO, MnO, Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, Na₂O와 CaO 등이 토날라이트로부터 화강섬록암과 화강암으로 가면서 오로지 연속적으로 감소하는 하나의 변화경향만을 나타낸다(Fig. 6). 반면에 K₂O는 토날라이트로부터 화강암으로 가면서 연속적으로 증가되는 하나의 점진적 변화경향을 나타낸다.

미량원소에서 MgO의 감소에 따라 V, Co, Ni, Cr, Sc, Sr, Zr, Y, Zn, Nb 등은 다소 산재되지만 연속적으로 감소되는 변화경향을 보이고, 반대로 Li, Ba과 Rb 등은 산재되지만 증가되는 변화경향을 보인다(Fig. 7). 여기서도 대부분 원소들이 연속성을 나타내는 하나의 점진적 변화경향만을 나타낸다.

이 하키 변화도는 안동심성암체 내의 어느 구간에서도 단절된 양상을 보여주지 않고 뚜렷한 점진적인 변화경향을 보여준다. 이 암체 내의 변화경향에서 불연속적인 단절이 나타나지 않고 연속적이고 각각 하나의

변화경향만을 나타내는 것은 세 암상이 모두 순차적인 관입을 나타내는 관입상이 아니라는 것을 암시한다.

그러면 이 화학자료는 각 횡단선에 따른 변화를 살펴보면 아래로 오목하거나 위로 볼록한 파상곡선을 나타낸다. 주원소 변화를 보면 OC-AD 횡단선에서 SiO₂, K₂O 등은 대체로 중간의 토날라이트 부분이 아래로 오목한 파상곡선을 보여주고, 이와 반대로 MnO, CaO, TiO₂, Fe₂O₃, MgO, P₂O₅ 등은 대체로 중간의 토날라이트 부분이 위로 볼록한 파상곡선을 보여준다(Fig. 8). NJ-WR 횡단선에서 SiO₂, K₂O 등은 대체로 중간의 반상 화강암 부분이 위로 볼록한 파상곡선을 보여주고, 반면에 Al₂O₃, MnO, CaO, TiO₂, Fe₂O₃, MgO, P₂O₅ 등은 대체로 중간의 반상 화강암 부분이 아래로 오목한 파상곡선을 보여준다(Fig. 9). 즉 고철질 광물형성 원소들은 토날라이트로 가면서 점차 증가되며 반대로 반상 화강암으로 가면서 점점 감소되는 양상을 보인다. 반면에 규장질 광물형성 원소들은 이와 반대 양상을 보이거나 혹은 변화폭이 작아서 그 규칙성이 거의 없다. 이러한 변화는 SiO₂, K₂O 등이 주로 석영과 K-장

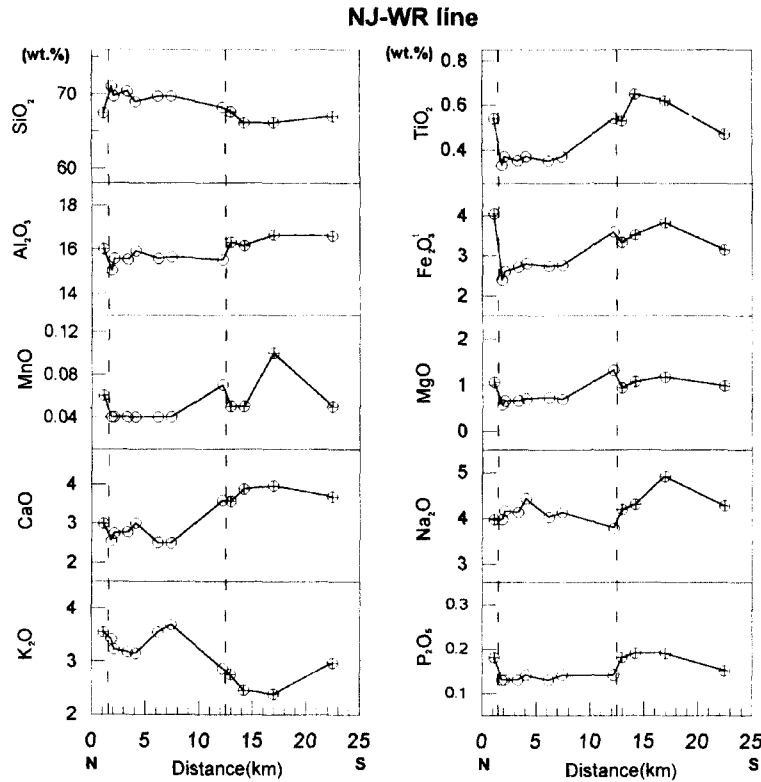


Fig. 9. Variations of major elements across the pluton along the traverse NJ-WR line (symbols as in Fig. 3).

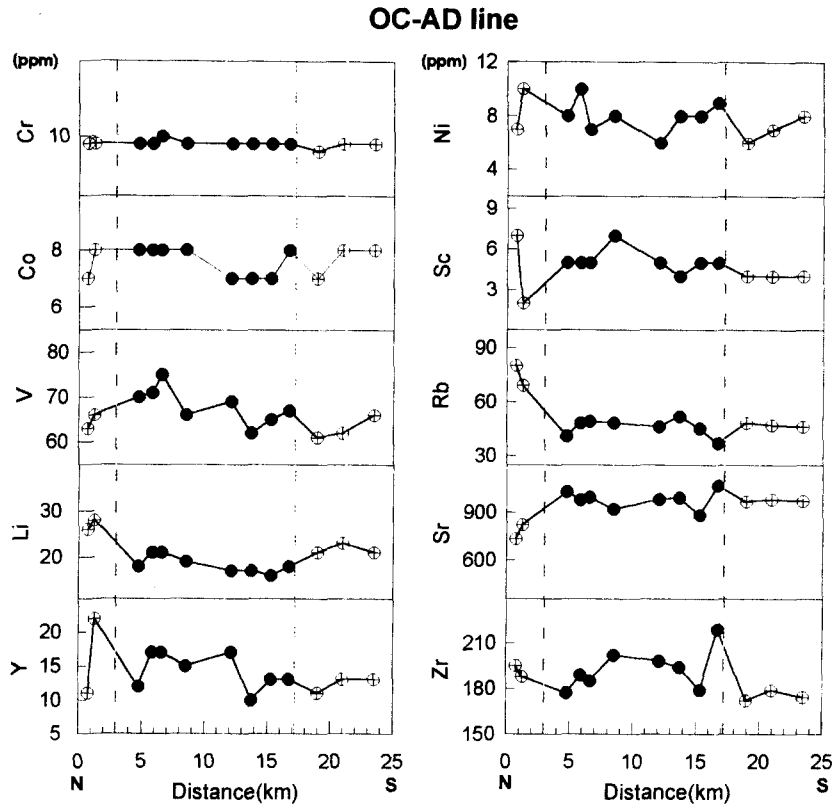


Fig. 10. Variations of trace elements across the pluton along the traverse OC-AD line. Symbols are the same as in Fig. 5.

석의 지배를 받고 MnO , CaO , TiO_2 , $Fe_2O_3^t$, MgO , P_2O_5 등이 대체로 고철질 광물의 지배를 받는 데서 연유된다.

이 화학적 변화는 대부분 토날라이트에서 화강섬록암으로 전이되거나 화강섬록암에서 반상 화강암으로 전이되면서 일어나며, 이곳에서 화학적 구배가 다소 커진다. 현저한 화학적 변화는 중앙부에서 고철질 광물의 형성으로 제거된 원소들이 연변부와 북동부로 가면서 감소되는 것이다. 그러나 NJ-WR 횡단선에서 북쪽의 두 암상간에 화학적 변화가 보다 크게 나타나는데, 이는 아마도 본 암체가 고화된 후에 북부를 지나는 압쇄작용의 영향으로 북서부가 다소 상승된 데 그 원인이 있는 것으로 생각된다.

미량원소들의 변화도 마찬가지로 규산염 광물의 거동에 따라 나타난다. OC-AD 횡단선에서 Cr, V, Ni, Sc, Sr 등은 중간의 토날라이트 부분에서 대체로 불룩한 파상곡선을 형성한다(Fig. 10). NJ-WR 횡단선에서 Cr, Co, V, Ni, Sr 등은 중간의 반상 화강암 부분에서 대체로 아래로 오목한 파상곡선을 형성한다(Fig. 11).

이들 미량원소는 TiO_2 , $Fe_2O_3^t$, MgO , MnO , CaO 등의 주원소 거동에 따르게 된다. 따라서 이중에 Sr을 제외한 미량원소들은 모두 고철질 광물에서 추출되며 이들 광물이 정출되어 제거됨으로써 화학적 변화를 일으키게 된다. Sr은 장석의 함량에 따라 비교적 복잡한 거동을 보여주는데, 본 암체에서 이 원소는 사장석의 증가에 따라 함께 증가한다. 반대로 Li, Rb은 OC-AD 횡단선에서 대체로 아래로 오목한 곡선을 나타내고 Rb은 NJ-WR 횡단선에서 대체로 위로 볼록한 곡선을 나타내는데, 이는 대개 K_2O 의 거동에 따른다.

REE 패턴은 이 암체 내에서 여러 암상에 따라 큰 차이가 없다. 대부분 $(La/Yb)_n$ 이 20.0 이상으로써 LREE/HREE 비의 강한 양상을 보이며, LREE가 급경사를 나타내고 HREE가 완경사를 보인다(Fig. 12). 이러한 패턴은 대륙주변 환경에서 나왔다는 것을 입증해 주는 것이다(Henderson, 1984). 이들의 거동을 살펴보면 각 암상의 REE 패턴은 전체적으로 평행한 배치를 하면서 HREE가 다소 큰 함량 범위를 보인다. 즉 모든 암상에서 LREE는 좁은 범위에 놓이지만, 반

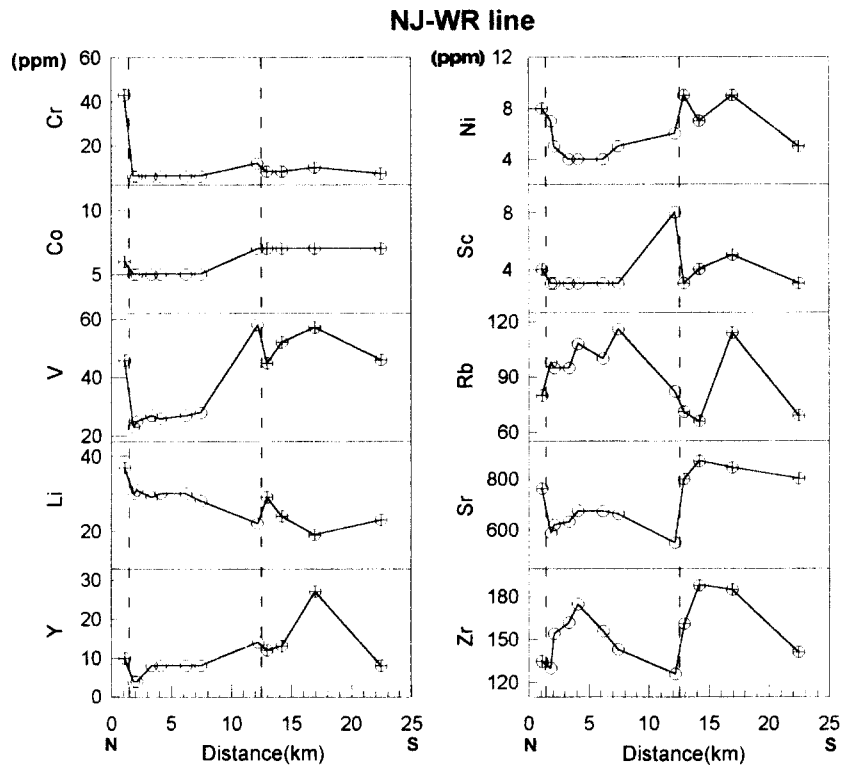


Fig. 11. Variations of trace elements across the pluton along the traverse NJ-WR line (symbols as in Fig. 3).

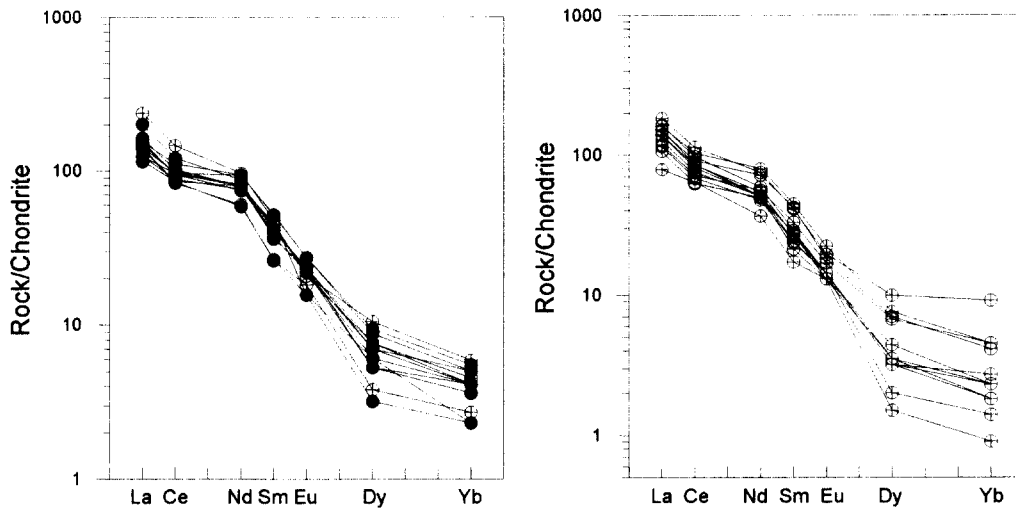


Fig. 12. Variations of chondrite-normalized REE patterns for samples that are taken across the pluton along traverse OC-AD and NJ-WR lines (symbols as in Fig. 3).

면에 HREE는 그 범위가 넓어지며 특히 반상 화강암에서 더 결핍되어 함량 범위가 더 벌어진다. 다시 말하면 LREE/HREE 비는 토날라이트에서 반상 화강암

으로 갈수록 커진다.

각 암상에서 REE 패턴이 평형하게 분포하는 것은 동원마그마에서 유래되었다는 것을 지지하고 분포 차

이는 조성구배를 의미한다. 그러므로 이 조성구배는 아마도 고화되기 전에 마그마의 분화작용에 의해 조성이 분리된 것을 시사한다.

6. 토 의

광역적인 기존 연구에 의하면 안동심성암체는 조산 운동에 의해 형성된 I형의 칼크알카리 마그마에 그 근원을 두고 있는 것으로 나타났다(Lee and Lee, 1991; Lee *et al.*, 1998; Hwang *et al.*, 2001a). 그러면 역누대를 나타내는 본 심성암체는 칼크알카리 마그마가 주로 어떤 진화에 의해 지배되었던 것인지 알아본다.

6.1. 지질학적 해석

야외연구에 의하면 안동심성암체는 일반적인 형태와 다르게 복잡한 형태를 나타내며 암질상으로 누대되어 있음을 알 수 있다(Hwang *et al.*, 2001b). 이 심성암체는 화강암(상단상), 화강섬록암(연변상)과 토날라이트(중심상)로 구성되고 모드 및 화학 조성상으로 역누대되어 있으며, 연변상과 상단상보다 중심상이 더 고철질이다. 즉 조성변화가 토날라이트에서 화강섬록암으로 또한 이 화강섬록암에서 반상 화강암으로 변하는 형태를 나타낸다. 변화 패턴을 더 자세히 보면 토날라이트에서 위로 블록하면 반상 화강암에서 아래로 오목한 형태를 가지고 반대로 토날라이트에서 오목하면 반상 화강암에서 블록한 형태를 가진다. 이러한 사실은 위에서 토의한 마그마의 분화 이후에 또 다른 복잡한 정치기구에 의해 설명되어야만 한다.

그러므로 안동심성암체는 일반적으로 나타나는 정누대와 대조적으로, 모드 및 화학 조성상으로 역누대 양상을 나타냄을 알 수 있다. 이러한 역누대는 보다 높은 온도에서 정출되는 고철질 광물이 중심부 암상에서 더 풍부하게 나타나고 저온에서 정출되는 규장질 광물이 연변부와 상단부 암상에서 더 풍부하게 나타나는데(Bateman and Chappell, 1979), 이는 흔히 받아들여지는 내부로의 점진적 결정작용에 의해 형성된 것과 전혀 다른 양상이다. 안동심성암체에서 이러한 암상 배열은 정누대 심성암체에서 나타나는 것(Cobbing and Pitcher, 1972; Bateman and Nokleberg, 1978; Halliday *et al.*, 1980; 황상구 외, 2000)과 매우 대조적이다. 정누대 변화는 가장 규질인 암상이 관입체의 중심 부근에 존재하지만, 안동심성암체는 앞에서 제시한 바와 같이 정누대 암체와 정반대되는 모드와 전암화학 조성구배를 보여주는 역누대 암체이다.

정누대는 심성암류에서 흔히 발견되지만 이와 대조적으로 역누대는 흔하게 나타나지 않는다. 따라서 역누대를 나타내는 안동심성암체는 그 진화 단계가 흔히 생각되는 것보다 훨씬 더 복잡한 것으로 생각된다.

6.2. 역누대를 일으키는 기구의 검토

역누대를 설명해 줄 수 있는 기구들은 혼염작용, 유동 분화작용, 비동원 마그마의 관입, 점진적 용융과 순차적 정치, 마그마챔버의 화학적 조성누대와 재이동, 분별결정작용 등의 여러 가지가 있다. 이 기구들을 검토하여 안동심성암체에서 그 가능성을 살펴본다.

혼염작용은 암상 누대를 설명해 주는 하나의 기구일 수도 있다(Ragland and Butler, 1972). 그러나 이 혼염은 안동심성암체에서 역누대 조성변화를 설명할 수 있는 과정이 아니다, 왜냐하면 변성암 포획체가 국부적으로 산출되고 오로지 심성암체와 모암 접촉부에 인접해서만 나타나기 때문이다. 또한 모암은 암질과 조성이 현저하게 불균질하기 때문에 화강암질 마그마와의 혼염은 안동심성암체에서 관찰되는 규칙적인 화학적 변화를 파괴시킬 것이다. 전암화학이 전혀 다른 모암과의 혼염작용은 안동심성암체 내에서 조성구배를 파괴할 것이고 모암의 일부 원소에 의해서 국부적으로 조성의 조정을 받을 것으로 생각된다. 이러한 화학적 파괴 현상은 미량원소 조성에 의해서도 지지되지 않는다.

유동 분화작용(Bhattacharji and Smith, 1964)은 심성암체의 내부로 반정과 고철질 내포체가 풍부해지는 것으로 설명된다. Komar(1972)는 고철질 암맥에서의 실험을 통하여 유동 분화작용은 화도의 중앙축으로 점진적 결정분리를 일으키고, 이에 따라 역누대가 초래된다고 생각하였다. Barriere(1976)에 따르면, 유동 분화작용을 겪는 관입체의 직경은 반드시 100 m 이하라고 하였다. 또한 유동 분화작용을 보여주는 화성계는 화강암질이 거의 없다. 예를 들면, Barriere(1976)는 규장질 마그마와 유동 분화작용과의 관계를 연구하여 유동 분화작용이 화강암질 암체의 누대를 설명해 줄 수 없다고 하였다. 안동심성암체의 경우에서 화강암질 마그마는 유동 분화작용을 흔히 보여주는 초고철질 및 고철질 암석과 조성이 너무 다르다. 또한 안동심성암체는 유동 분화과정을 지지하는데 필요한 최고 100 m 보다 훨씬 큰 30 km 이상의 장경과 12 km 단경을 가진다. 그리고 이 암체의 중심부 토날라이트에서 비록 고철질 내포체가 산출되더라도, 이 고철질 내포체가 점진적이고 점이적으로 분리된 양상을 보이지 않기 때문에 유동 분화작용에 의해 설명하기는 곤란하다.

안동저반에서 각 심성암체는 아마도 별도 기원지에서 유래된 비동원 관계를 나타낸다(Ramirez and Grundvig, 2000; Parada, 2000; Hwang *et al.*, 2001a). 즉 동원이 아닌 마그마가 복식으로 관입되어 형성된 심성암 복합체라는 것이다. 그러나 이와 달리 안동심성암체는 상단부와 연변부에서 중앙부로 전암조성의 규칙적인 변화를 보여주고 암체를 횡단하면서 마그마의 동원성을 나타낸다. 체계적으로 채취한 시료로부터 얻어진 자료에 의하면 이 암체가 하나의 정출계(crystallizing system)를 나타낸다는 것을 암시한다. 그러므로 안동심성암체에서 역누대를 나타내는 세 암상은 다상 관입에 의한 것으로 설명하기 어렵다.

역누대 화강암은 기원지에서 점진적 용융과 마그마의 순차적 정치의 결과로 설명될 수도 있다. 기원지에서 점증식 용융과정은 초기 용융 단계에서 규장질이고 후기 용융 단계에서 보다 더 고철질로서 다양한 조성의 마그마를 초래시키면서 순차적으로 정치될 수 있다(Hall, 1966). 이때 보다 더 고철질 마그마가 중앙부에 정치된다면, 이 결과의 기하학적 배열은 역누대 암체를 나타낸다는 것을 생각할 수 있다. 그러나 안동심성암체에서 역누대 현상은 기원지의 점진적 용융과 생성된 마그마의 순차적 정치를 반영하는 것으로 설명될 수 없다. 왜냐하면 이 심성암체 내에서 각 암상들 간의 관계가 매우 점이적으로 변하기 때문에 이 가능성은 수용될 수가 없다.

6.3. 마그마챔버에서 조성누대

이외에 안동심성암체의 역누대 현상은 규장질 마그마 챔버에서 일어나는 다른 과정들의 조합에 의해 설명되어야만 한다. 흔히 규장질 마그마챔버에서는 모도 및 전암화학 조성을 일으키는 화학적 물리적 구배가 존재하며, 이로 인해 성층상 조성누대를 이루는 것으로 생각해왔다(Hildreth, 1979; Mahood, 1981; Smith, 1979).

열중력확산작용 : 이 화학적인 성층상 조성누대를 설명하기 위해 제안된 중요한 기구 중에는 결정분별작용과 열중력확산작용이 있다. 여러 경우에서 분별결정작용이 누대 현상을 설명하는데 이용되어 왔지만 이것만으로 누대 현상을 설명하기에 불충분하여, 열중력확산작용이 마그마챔버에 존재하는 가상적인 조성차이를 충분히 설명해 줄 수 있는 중요한 기구로 도입되었다(Hildreth, 1979). 또한 대류의 도움으로 일어나는 소련 분화과정은 규장질 마그마에서의 온도구배에 따라 액체 상태에서 화학 성분의 확산을 설명해준다. 이러한 기구들로부터 화학적 성층화가 얻어질 수 있고 이 성

층화가 아마도 누대상 심성암체를 야기시킬 것이다.

이러한 개념의 바탕으로부터, 안동심성암체는 아마도 주로 열중력확산작용에 의하여 화학적 성층화 단계를 거친 것으로 생각하는 것이 합리적이다. 전술한 바와 같이 이 심성암체의 중심부는 특히 SiO_2 와 K_2O 가 낮고 MnO , CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , P_2O_5 가 높다. 미량원소 함량은 Cr, V, Ni, Sc, Sr 등이 중앙부로 가면서 더 높아지고 Cr, Co, V, Ni, Sr 등이 상단부로 가면서 높아진다. 그러나 각 암상의 조성 범위가 넓기 때문에 상대적인 농도는 결정하기가 어렵다. 중심부와 연변부 암상들의 미량원소 함량에 대한 농집 요인은 선택된 시료에 의해 직접 좌우될 것이다. 그러나 이 심성암체에서 주된 조성차이가 본래부터 중심부와 연변부 암상 사이에 존재하였다는 것을 암시하는 것 같다. 조성상으로 성층화된 챔버에서, 보다 더 고온이고 더 고철질 마그마는 하부에 있으며, 상부쪽으로 점차 더 규장질이고 휘발성분이 풍부해진다(Lipman, 1967).

대류운동 : Bartlett(1969)는 챔버 크기에 따라 대류도 증가한다는 것을 제안하였다. 또한 Spera and Crisp(1981)는 마그마챔버에서 화학적 대류가 수직적 조성구배를 형성한다는 것을 보여준 바 있다.

안동심성암체는 면적이 $>305 \text{ km}^2$ 로 크기 때문에 아마도 대류를 유지하였을 것이다. 이 대류에 의해 안동심성암체는 아마도 불규칙적이지만 수직적으로 성층화된 조성구배를 유지하는데 도움이 되었던 것으로 생각된다. 그러나 결정을 함유한 보다 심부의 화강암질 마그마가 열증가로 유동되고 보다 더 높은 대류계 속으로 상승하면, 액체와 결정들 간에 국지적으로 평형이 깨질 수도 있다. 그래서 국부적으로 광물 재분포와 액체의 혼합도 역시 일어났을 것이다.

분별결정작용 : 안동심성암체에서 분별결정작용은 역누대 현상을 설명해 주는 주된 기구가 아니며 마그마 챔버의 원래 화학적 누대에 중첩되어 나타나는 이차적 기구로서 작용한 것 같다. 분별결정작용은 안쪽으로 용융물의 이동에 의한 결정의 측방누적(Bateman and Chappell, 1979)과 중력낙하로 설명된다. Rice(1981)는 중력낙하가 규장질 마그마에서 높은 점성의 장애 때문에 분별작용을 일으키기에 별로 중요하지 않다고 하였다. 그러나 Shaw(1965)는 고철질 광물과 사장석의 중력낙하가 화강암질 마그마에서 일어날 수 있는 충분한 기구라고 하였다.

안동심성암체 내에서 각 암상의 조성은 이들이 고화될 때 마그마의 조성과의 관계를 결정지어준다. 그래서 이러한 관계를 설명하기 위해서는 앞에서 제기되었

던 분별결정작용도 상당히 중요하다(Min and Kim, 1996; 황상구 외, 2000). 분별결정작용 동안에 일어나는 결정의 하방낙하와 주변누적은 본 암체의 조성변화를 해석하는데 있어 상당히 중요한 기구라 할 수 있다. 안동심성암체에서는 주변누적보다도 결정의 하방낙하와 용융물의 상방이동이 지배적인 것으로 보인다. 왜냐하면 초기 고철질 광물을 많이 함유한 토날라이트가 본 암체의 중앙부에 나타나고, 하물며 초기 광물이 연변부 혹은 상단부로 갈수록 적어지는 현상을 볼 수 있기 때문이다.

안동심성암체에서 초기의 열중력확산작용에 의해 수직적으로 분리된 화학적 조성구배는 아마도 초기에 정출된 고철질 광물과 약간의 사장석이 아래로 가라앉고 용융상과 휘발성 물질은 위로 떠오름으로써 그 구배가 더 커졌을 것이다. 챔버에서 적어도 초기에 결정화된 무거운 고철질 광물은 아래로 가라앉았던 것이다. 중력에 의한 결정의 낙하는 보다 규장질이 풍부한 용융물을 이동시키는 원인이 되었을 것이다. 적지만 사장석과 고철질 광물이 낙하될 때, 이 결정들은 남은 용융물과 휘발분을 결정이 축적되는 곳으로부터 변위시킨다. 따라서 용융물과 휘발분은 주로 위쪽으로 이동시킬 것이다(Karner, 1968; Bateman and Chappell, 1979). 그러나 분별결정작용이 안동심성암체의 진화시에 일어났을지라도 이 과정이 독자적으로 이 심성암체의 조성누대를 전부 설명해 줄 수 없다는 것을 강조하고 싶다.

6.4. 마그마의 재이동

Hildreth(1981)에 의하면 안쪽으로 향하여 고화됨에 따라 형성되는 동심상 정누대 심성암체는 챔버의 정출진화 단계에서 아마도 쇠퇴기를 나타낸다고 하였다. 이와 대조적으로 쇠퇴기에 열유입은 휘발분이 밖으로 농집되어 확산분화를 촉진시킴으로써 규질 마그마 챔버의 분출 직전 누대와 동일한 역누대 심성암체를 야기시키는 것으로 알려져 왔다(Mahood and Fridrich, 1982).

이러한 개념의 바탕으로부터, 안동심성암체의 진화는 정누대 심성암체에서 더 흔히 받아들여지는 심성암류 진화과정의 한 변종으로 생각될 수 있다. 안동심성암체에서는 휘발분의 농집 현상이 나타나지 않기 때문에 확산분화가 일어났을지라도 또 다른 과정 즉 분별결정작용이 중첩되기 전 한정된 기간 동안에만 일어났을 것으로 생각된다. 따라서 안동심성암체에서의 역누대 현상은, 분별작용과 대류운동이 이미 형성된 화

학적 성층화 흔적을 파괴시키기 전에, 마그마챔버에서 정지된 단계를 나타내며, 챔버 하부의 보다 더 고온의 토날라이트질 조성대가 상부로 재이동(소생)된 결과인 것으로 생각된다.

Smith(1979)는 정출되는 챔버 속으로 새로운 마그마가 유입될 때 열증가 효과에 의하여 부분적으로 정출된 마그마가 재이동될 수도 있다고 하였다. 따라서 안동심성암체에서 역누대는 규모(>305 km²), 형태와 배열에 의하면 재이동에 의해 일어났다고 할 수밖에 없는 것 같다.

그 이유로서 안동심성암체는 다른 암체에 비하여 모도조성과 화학조성이 상단부에서 연변부로 연변부에서 중심부로 잘 나타나는 조성구배를 보여주는 것이며, 현 지표에서 모도 및 화학 조성변화가 비교적 폭넓고 토날라이트에서 고철질 내포체가 존재하는 것이다. 토날라이트에서 고철질 내포체의 존재는 아마도 챔버 기지에서 유입된 고철질 마그마를 나타내거나 혹은 초기 정출 단계 동안에 분별된 광물군의 집합체를 의미한다. 이러한 증거들은 챔버 기지에서 챔버 속으로 더 고온의 고철질 마그마의 유입과 챔버 상부 내로 토날라이트질 마그마의 재이동의 결과에 의해 일어날 수 있다. 이러한 고철질 마그마의 유입은, 대류계 내의 하부에서 활발한 휘젓기를 동반하여, 원래 정출되어 바닥에 가라앉은 광물들을 국부적으로 혼합했을 것이다. 그러나 현 지표에서 조직적 및 화학적 규칙변화는 아마도 동일한 정출계 내에서 열중력확산작용, 분별결정작용과 재이동의 직접적 결과이지 다른 부분의 유입과 기계적 혼합작용에 관련된 과정을 반영하는 부분은 아니다. 안동심성암체의 경우에, 고철질 내포체와 잔류조직이 부족하고 내화성 광물이 없기 때문에 이 암체의 암석들이 기원지의 불균질한 부분으로부터 유래된 것을 의미하지는 않는다.

한편 안동심성암체는 K-Ar 흑운모의 연대가 화강섬록암(211.4±6.0 Ma)에서 가장 오래이고 다음으로 반상 화강암(200.3±3.8 Ma)이며 마지막으로 토날라이트(196.0±3.7 Ma)로 가면서 젊어지는데(황상구 외, 2002), 이 연대 차이는 이 암상들이 서로 접이적이기 때문에 결정화 시기가 약간 다르다는 것을 나타낸다. 이에 따르면 본 암체에서 연변부의 화강섬록암 부분은 고화작용이 가장 먼저 시작되었으며, 이어서 상단부의 화강암 부분은 가장 나중에 남은 분화 산물이지만 지붕에 가까운 까닭으로 토날라이트 부분보다 상대적으로 빨리 고화되었다. 토날라이트 부분은 분화작용에 의해 가장 먼저 분리되었지만 고화작용이 가장 늦게 일어났

다. 따라서 이때 마그마챔버의 하부에 있던 토날라이트질 조성대는 액체 상태로 남아 있다가 챔버 상부로 서서히 재이동할 수 있었다는 것을 간접적으로 지지한다.

6.5. 진화과정

안동지반은 순차적 관입에서 비롯된 심성암 복합체이지만, 각 심성암체는 독립적인 암석화학계로서 진화

되었다. 안동심성암체에서 역누대 현상은 이 정출계에서 성층화된 후에 보다 심부에 있는 고온 부분의 재이동(소생)의 결과이다. 안동심성암체는 마그마챔버가 형성된 후에 진화경로의 초기 단계에 주로 열증력확산작용에 의해 챔버 하부에 고온의 토날라이트질 마그마(Mtn), 중부에 화강섬록암질 마그마(Mgd), 상부에 화강암질 마그마(Mgr)를 갖는 화학적 조성누대를 성층상으로 발달시켰다(Fig. 13A). 점차 마그마챔버 내에서

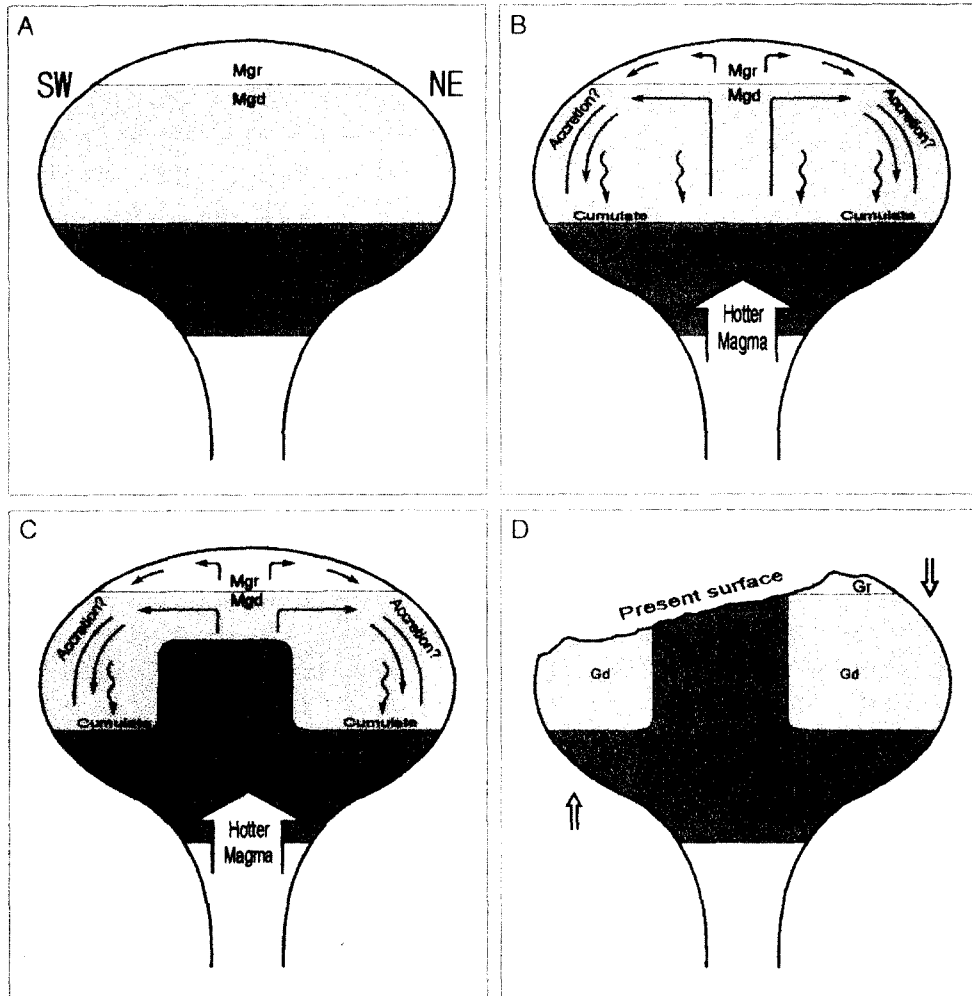


Fig. 13. Schematic diagram showing a model for the reversely zoned Andong pluton. A, The initial stage of evolution was characterized by a chemically stratified compositional zonation with more mafic tonalitic magma at the base (compositional zone Mtn) to more felsic granitic magma toward the top (compositional zone Mgr); B, Fractionation by accumulation may have been initiated at this stage, in which convection promoted the chemical gradients; C, Remobilization (resurgence) of the deeper tonalitic zone (Mtn) into the middle compositional zone (Mgd) was probably triggered by an influx of hotter mafic magma at the base of the magma chamber; D, The final stage of evolution retains the reversely zoned character obtained by remobilization of deeper compositional zone (Mtn) into the upper compositional zone (Mgr) of the chamber. The present surface of exposure is diagrammatic after some tilting.

대류운동과 분별결정작용에 의해 화학적 구배가 더 커졌으며, 또한 이 구배는 챔버의 기저에서 더 고철질 마그마의 주기적 유입의 도움에 의해 더 커졌다(Fig. 13B).

챔버의 기저로 더 고온의 고철질 마그마의 유입은 하부의 토날라이트질 조성대가 상부의 보다 더 규장질 조성대 속으로 재이동 혹은 소생하게 하였다. 한편 야외 관찰에 의하면 안동심성암체에서 중심상은 거의 연변상이 있는 위치까지 정치된 것으로 분석된다(Fig. 13C). 참고로 이와 유사한 예를 든다면, 큰 칼데라에서 일어나는 소생작용을 들 수 있다. 이 소생작용은 화산작용의 결과로 부분적인 마그마가 챔버 상단으로 이동함으로써 일어난다. 이때 아이소타시 평형을 이루기 위해 칼데라 아래 마그마챔버에서 상승을 유도했던 마그마뿌리 부분에서 안쪽으로의 흐름이 일어나게 된다. 그러므로 안동심성암체에서 화산작용에 대한 흔적은 발견할 수 없지만, 이 암체에서 재이동은 소생작용에 의한 흔적일 수도 있다고 본다.

한편 이 심성암체는 지각 속으로 천부관입 하였으며, 이러한 위치는 이 역누대 현상을 보존할 수 있게 되었다. 이 천부 레벨의 정치는 챔버의 기저에 더 고온의 고철질 마그마의 보충이 감소됨과 함께 더 빠른 냉각 속도, 대류운동의 쇠퇴, 점성의 증가를 초래케 하였다. 이에 따라 원소 확산이 더욱 느려지게 되고 고상선 온도에 도달하게 되었다. 그러므로 이 심성암체는 진화 경로가 긴 정누대 암체와 달리 역누대 특징을 그대로 보존한 채로 냉각고결된 것이다. 역누대 흔적은 이 심성암체가 진화의 최후 단계까지 도달하였다면 인지되기가 더욱 어려워질 것으로 생각된다. 이 점을 고려한다면 역누대 안동심성암체는 규장질계의 진화에서 초기 단계를 나타낸다고 말할 수 있다. 그리고 그후 오랜 침식으로 크게 노출되었지만, 암체의 북동부는 텀링으로 남서부보다 덜 침식되어 그 상단부 일부를 보존하게 되었다(Fig. 13D).

7. 결 론

안동심성암체는 3개 암상으로 구분되는 동원마그마성 심성암체이며 역누대 특징을 나타내는 하나의 대표적인 예이다. 이들은 각섬석 흑운모 토날라이트를 중심으로 하여 연변부에 흑운모 화강섬록암, 상단부(북동부)에 반상 흑운모 화강암이 놓이는 거의 역누대 동심원상 암상 분포를 나타낸다.

각 암상의 모드 조성과 화학조성은 고철질 광물이

중상부에서 가장 풍부하고 연변부로 가면서 감소되어 상단부에서 가장 적다. 이 조성변화는 인접하는 암상 간에서 매우 점이적으로 규칙적인 변화를 하는데, 이는 이 심성암체가 하나의 암석화학계로서 거동한다는 것을 지지해 준다.

이 암석화학계에서 역누대 현상은 열중력확산작용과 분별결정작용에 의해 수정된 마그마챔버의 상부 규장질 조성대 속으로 하부의 고철질 조성대가 재이동(소생)된 결과이다. 진화의 초기 단계에, 이 마그마챔버는 하부에 고철질 토날라이트질, 중부에 화강섬록암질과 상부에 화강암질 마그마를 갖는 화학적으로 성층상 조성누대를 이룬 암석화학계이었다. 후기 단계에 챔버의 기저로부터 더 고철질 마그마의 유입에 의해 하부의 토날라이트질 조성대가 상부의 규장질 조성대 속으로 재이동을 야기시켰다.

안동심성암체에서 기저부의 마그마 유입으로 재이동이 일어나 현재와 같은 암상 배열을 유도하였다. 역누대 흔적은 이 심성암류가 진화의 최후 단계까지 도달하였다면 인지되기가 더욱 어려워질 것으로 생각된다. 이렇게 생각한다면 역누대 안동심성암체는 규장질계의 진화에서 초기 단계를 나타낸다고 말할 수 있다.

사 사

본 논문은 2001년 중소기업청 산학협력 지원비에 의해 수행된 결과이다. 주원소, 미량원소와 희토류원소의 분석은 영국 런던대학 Walsh 박사에게 의해 ICP-MS로 실시되었다. 심사과정을 통하여 건설적인 비평을 해주신 전남대 김용준 교수님과 한국자원연구소 홍세선 박사님에게 사의를 표한다.

참고문헌

- 김남장, 강필중, 이흥규 (1970) 한국지질도 중평동 도폭. 국립지질조사소, 19p.
 김봉균, 이하영, 김수진, 정지곤 (1988) 안동도폭 지질보고서. 한국동력자원연구소, 20p.
 윤석규, 차문성, 김정진, 이종덕 (1988) 예천도폭 지질보고서. 한국동력자원연구소, 12p.
 이대성, 이하영 (1963) 한국지질도 예안도폭. 국립지질조사소, 22p.
 이민성, 박봉순, 김정한 (1989) 영주도폭 지질보고서. 한국동력자원연구소, 20p.
 황상구 (2000) 안동저반. 한국암석학회, 2000년도 학술답사 가이드북, 55p.
 황상구, 안웅산, 김성욱 (2000) 영주저반의 부식암체 내에서 공간적 조성변화와 그 성인. 자원환경지질, 33권, p. 147-163.

- 황상구, 장태우, 김정민, 안용산, 이보현 (2002) 안동저반의 암상과 다상 정치. 지질학회지, 37권.
- Barriere, M. (1976) Flowage differentiation: limitation of the "Bagnold Effect" to the narrow intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 55, p. 139-145.
- Bartlett, R.W. (1969) Magma convection, Temperature distribution, and differentiation. *Am. J. Sci.*, v. 267, p. 1067-1082.
- Bateman, P.C. and Chappell, B.W. (1979) Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 90, p. 465-487.
- Bateman, P.C. and Nokleberg, W.J. (1978) Solidification of the Mount Givens granodiorite, Sierra Nevada, California. *J. Geol.*, v. 86, p. 563-579.
- Bhattacharji, S. and Smith, C.H. (1964) Flowage differentiation. *Science*, v. 145, p. 150-153.
- Chang, T.W. (1990) Relative timing of shear zone formation and granite emplacement in the Yechon shear zone, Korea. *J. Korea Inst. Mining Geol.*, v. 23, p. 453-463.
- Cobbin, E.J. and Pitcher, W.S. (1972) The coastal batholith of central Peru. *J. Geol. Soc. London*, v. 128, p. 421-460.
- Hall, A. (1966) A petrogenetic study of the Rosses granite Complex, Donegal. *J. Petrol.*, v. 7, p. 202-220.
- Halliday, A.N., Stephens, W.E. and Harmon, R.S. (1980) Rb-Sr and O isotopic relationships in 3 zoned Caledonian granitic plutons, Southern Uplands, Scotland. *J. Geol. Soc. London*, v. 137, p. 329-348.
- Henderson, P. (1984) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 510p.
- Hildreth, W. (1979) The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Am. Special Paper* v. 180, p. 43-75.
- Hildreth, W. (1981) Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, v. 86, p. 10153-10192.
- Hwang, S.K., Kim, J.M., Ahn, U.S. and Lee, B.H. (2001a) Calc-alkaline I-type plutonism in the Andong batholith. Abstracts of the 2001 annual congress of Geol. Soc. Korea, p97.
- Hwang, S.K., Lee, B.H. and Ahn, U.S. (2001b) Field relations and petrology of the Andong granitoid pluton, the Andong batholith. Abstract of the 2001 annual congress of Geol. Soc. Korea, p123.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R. (1971) A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Can. J. Earth Sci.*, v. 8, p. 523-548.
- Karner, F.R. (1968) Compositional variation in the Tunk Lake Granite Pluton, southeastern Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 79, p. 193-222.
- Komar, P.D. (1972) Flow differentiation in igneous dikes and sills: Profiles of velocity and phenocryst concentration. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, p. 3443-3447.
- Lee, J.I., Jwa, Y.-J., Park, J.-H., Lee, M.J. and Moute, J. (1998) Petrology and geochemistry of the Youngju and Andong granites in the northeastern Yeongnam massif, Korea. *Geosci. J.*, v. 2, p. 1-14.
- Lee, J.I. and Lee, M.S. (1991) Mineralogy and petrology on the granitic rocks in the Youngju area, Kyoongsang Buk-do, Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, v. 27, p. 626-641.
- Lipman, P.W. (1967) Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso caldera, southwestern Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 16, p. 300-327.
- Mahood, G.A. (1981) Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 77, p. 129-149.
- Mahood, G. and Fridrich, C. (1982) Differentiation in waxing and waning magma chambers (abs.). *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, v. 14, p. 553-554.
- Min, K.-W., and Kim, S.-B. (1996) Geochemistry and petrogenesis of the granitic rocks in the vicinity of the Mt. Sorak. *J. Petrol. Soc. Korea*, v. 5, p. 35-51.
- Parada, M.A., Nystrom, J.O. and Levi, B. (2000) Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile(31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, v. 46, p. 505-521.
- Presnall, D.C. and Bateman, P.C. (1973) Fusion relationships in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 84, p. 3181-3202.
- Ragland, P.C. and Butler, J.R. (1972) Crystallization of West Farrington pluton, North Carolina, U.S.A. *J. Petrol.*, v. 13, p. 381-404.
- Ramirez, J.A. and Grundvig, S. (2000) Causes of geochemical diversity in peraluminous granitic plutons: the Jalama pluton, Central-Iberian Zone (Spain and Portugal). *Lithos*, v. 50, p. 171-190.
- Rice, A. (1981) Convective fractionation: A mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes. *J. Geophys. Res.*, v. 86, p. 405-417.
- Shaw, H.R. (1965) Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. *Am. J. Sci.*, v. 263, p. 120-152.
- Smith, R.L. (1979) Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Am. Special Paper* v. 180, p. 5-27.
- Spera, F.J. and Crisp, J.S. (1981) Eruption volume, periodicity, and caldera area: relationships and inferences on development of compositional zonation in silicic magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* v. 11, p. 169-187.
- Vernon, R.H. (1986) K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.*, v. 23, p. 1-63.