

## 청평-양평 지역에 분포하는 근청석 편마암의 백립암상 변성작용과 P-T 진화 경로

조윤호<sup>1,2</sup>, 조문섭<sup>1</sup>, 이승렬<sup>1</sup>

<sup>1</sup>서울대학교 자연과학대학 지질학과, <sup>2</sup>고려산업개발 주식회사

**요 약** : 경기육괴 중앙부의 청평-양평 지역에 분포하는 선캄브리아 변성암류는 편마암, 편암, 규암, 각섬암 등으로 이루어져 있다. 변성이질암류의 특징적인 광물조합은 백립암상을 지시하는 흑운모 + 근청석 + 석류석 + 규신석 + K-장석 + 사장석 + 석영이며, 백운모, 스피넬, 강옥이 소량으로 산출한다. 특히 3개의 편마암 표본에서 남정석이 사장석 내에 세립의 잔류광물로 존재한다. 석류석-흑운모와 석류석-근청석 지온계 그리고 석류석-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-석영-사장석(GASP)과 석류석-금홍석-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-티탄철석(GRAIL) 지압계를 사용하여 추정된 변성조건은 석류석의 중심부 성분을 사용하였을 때 700-850°C와 3.2-8.3 kbar이고 주변부 성분을 사용하였을 때 580-690°C와 2.1-3.2 kbar이다. GASP광물조합을 이루는 석류석은 중심부에서 주변부로 갈수록 Fe와 Mn양이 증가하고 Mg양은 감소하는 경향을 보이지만 Ca양은 거의 일정하다. 이러한 성분의 변화는 P-T 계산 결과 및 남정석의 산출과 함께 시계방향의 변성진화경로를 시사한다. 또한, 중압형 백립암상의 고변성작용을 경험한 이후에도, 상대적으로 고압광물인 남정석이 사장석내에 포획되어 산출하는 조직상의 특징은 연구지역의 P-T조건이 비교적 빠르게 변화했음을 시사한다.

**핵심어** : 백립암상, 상평형, 지온지압계, 근청석, 남정석

### 서 론

백립암(granulite)과 같은 고온변성암류에서는 최고변성작용 시기 이전에 생긴 변성광물들이 쉽게 소멸되기 때문에, 초기 변성진화 과정을 밝히기가 어렵다. 그러나, 일부 광물들이 비평형 관계를 이루며 잔류할 경우, 초기 변성조건에 대한 정보를 제공함은 물론이고 보다 정확한 변성 지구조적 해석을 가능하게 한다. 일례로서 중부 경기육괴의 청평(이광진과 조문섭, 1992)과 홍천(조문섭과 김종욱, 1993) 지역에서 보고된 남정석의 산출은 경기편마암복합체가 저압형 변성작용(이상만, 1973; Na, 1978, 1979)에 앞서 중압형 변성작용을 경험했음을 지시한다. 따라서 경기육괴 내에서 지각 두께를 증가시킨 조산운동이 적어도 한 번 이상 일어났음을 알 수 있다.

우리는 이광진과 조문섭(1992)의 연구지역 바로 남부에 위치하는(Fig. 1) 경기도 청평군과 양평군 지역의 변성암류를 비교, 연구함으로써 경기육괴의 변성진화과정을 검토하고자 하였다. 연구 지역은 경기편마암복합체에 해당하는 편마암과 규질 편암을 비

롯하여, 규암층에 의해 경계되어지는 상위의 장락층군을 포함한다(Fig. 1). 이질편마암에서 특징적으로 관찰되는 흑운모 + 근청석 + 석류석 + 규신석 + K-장석 + 사장석 ± 스피넬 광물조합은 연구 지역의 최고 변성작용이 하부 백립암상(lower granulite facies)에 해당되는 석류석 + 근청석 + K-장석 분대에 도달하였음을 보여준다. 특히 3개의 표본에서 남정석이 잔류 광물로 관찰되었으며, 이는 경기편마암복합체가 광역적인 중압형 변성작용을 경험하였다는 조문섭과 김종욱(1993)의 주장을 뒷받침한다. 또한 연구 지역에서 산출하는 백립암상 편마암은 화천-양구 지역에서 처음으로 백립암이 보고된데 이어(이승렬과 조문섭, 1994; Cho *et al.*, 1996) 중부경기편마암복합체가 백립암상의 고온 변성작용을 경험하였음을 지시한다.

이 연구의 주된 목적은 청평-양평 지역에 넓게 분포하는 백립암상의 근청석 편마암을 대상으로 하여 상평형 관계를 규명하고, 지온지압계를 이용하여 최고 변성조건을 정량적으로 밝히는데 있다. 또한 이들 결과와 지금까지 발표된 결과들을 비교, 검토해 중부

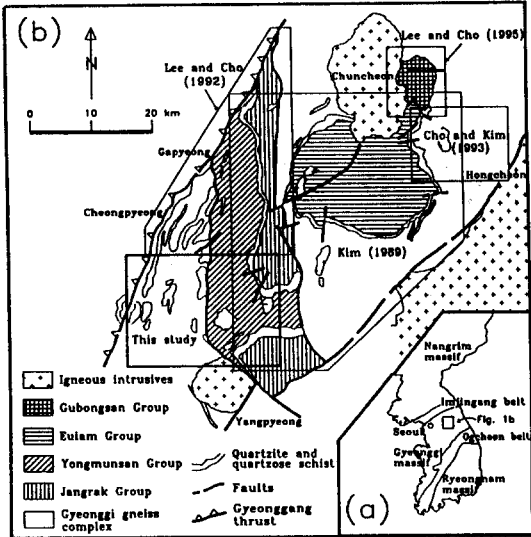


Fig. 1. (a) General sketch map of the Korean peninsula showing major tectonic provinces. Central Gyeonggi massif lies between the Imjingang and Ogcheon belts. (b) Simplified geologic map of the central Gyeonggi massif (modified after Kim, 1989). Previous studies on the central Gyeonggi massif were also indicated as boxes (Kim, 1989; Lee and Cho, 1992; Cho and Kim, 1993; Lee and Cho, 1995).

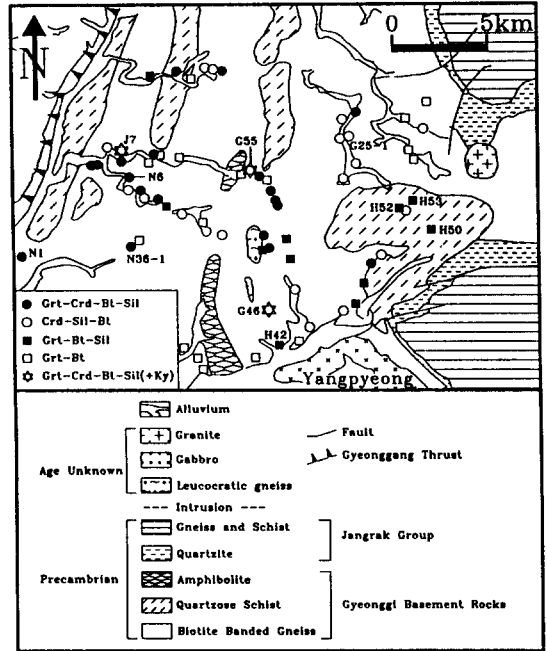


Fig. 2. Geologic map of the study area (modified after Hong *et al.*, 1981), showing the observed mineral assemblages (+ quartz + plagioclase  $\pm$  K-feldspar). Analyzed samples are indicated by their sample numbers. For mineral abbreviations refer to Table 1.

경기육괴의 변성진화경로를 고찰해 보고자 한다.

### 지질 개요

연구지역의 기반암은 주로 선캠브리아의 편마암류와 규질 편암, 규암 및 편마암 내에 소규모로 협재하는 각섬암으로 구성되며, 관입암체로는 시대 미상의 반려암과 중생대의 화강암, 그리고 맥암류가 산출한다(Fig. 2, 김옥준, 1973; 김정환 외, 1981; 홍성호 외, 1981). 연구지역의 동쪽에는 규암층 및 편마암과 편암으로 구성된 장락층군이 분포한다(Kim, 1989). 이번 연구는 주로 경기육괴의 기반암에 해당되는 편마암과 규질 편암에 대하여 수행되었다.

편마암류는 호상 편마암이 주를 이루며, 이들과 점이적인 관계를 보이는 안구상 편마암이 부분적으로 산출한다. 호상 편마암은 주로 석영, 사장석, 흑운모로 구성되지만, 흔히 소량의 근청석, 석류석, 규선석 및 K-장석을 다양한 비율로 포함한다(Table 1). 규질 편암은 약 60 modal% 이상의 석영을 포

함하며, 엽리면을 구성하는 녹니석, 백운모, 흑운모 등에 의해 전체적으로 옅은 녹색을 띤다. 호상 편마암과 규질 편암은 점이적인 접촉 관계를 보이며, 특히 남동부의 규질 편암은 인접한 호상 편마암과 암상이 비슷하여 지질 경계를 설정하기가 어렵다. 연구 지역의 중남부에서는 선캠브리아 화강암질 기원으로 생각되는 우백질 편마암이 호상 편마암과 규질 편암을 관입하며 소규모로 산출한다. 백색 내지 유백색을 띤 이 암석은 주로 석영, 정장석 및 사장석으로 구성되며, 소량의 전기석과 석류석을 포함하기도 한다.

편마암류, 규질 편암 및 각섬암의 엽리면은 대체로 북동 방향(N10-50°E)의 주향을 보인다. 연구지역의 서쪽 경계인 경강 드러스트 부근의 암석들은 대체로 심하게 파쇄되어 있으며, 흑운모의 녹니석화 작용이 흔하게 관찰된다. 또한 경강 드러스트 부근의 규질 편암-규암 내에서는 노두 규모의 듀플렉스(duplex) 구조가 드물게 관찰된다.

**Table 1.** Mineral assemblages and modes (in percent) of the analyzed gneisses

Sample no.	Grt	Bt	Crd	Sil	Ky	Mus*	Chl	Pl	Ksp	Qtz	Others**
G46	2	5	12	8	tr	7		15	1	50	Spl, Crn, Opq#, Rt
G55	1	35	5	1	tr	4		19	tr	35	
H42	1	30		tr		2	8	45	4	10	Opq
H50	1	15		10		25	10	1	tr	38	Opq, Tur
H52	1	15		10		25	10	1	tr	38	
H53	1	11		2		2	5	5	39	35	
J7	3	20	tr	2	tr	14	9	20	tr	32	
N1	5	20	8	1		10	3	12	2	40	
N6	11	15	4	tr		1	18	20	1	30	Opq
N36-1	9	22	3	7		2	3	28	1	25	Opq, Tur

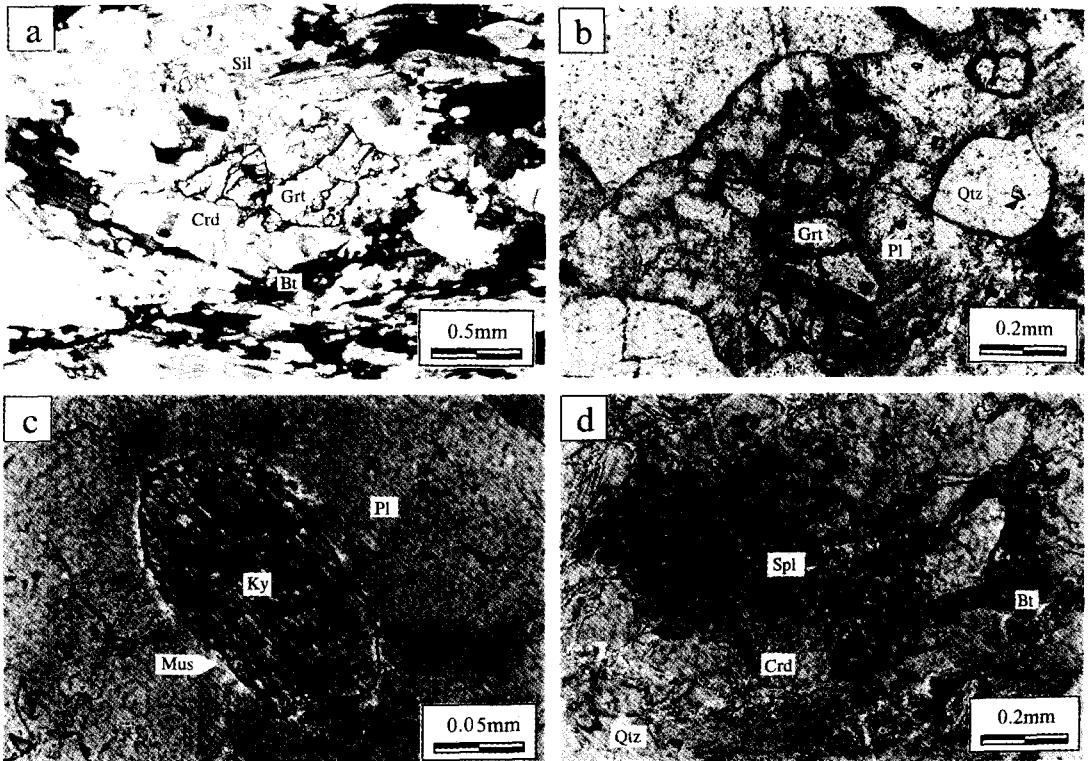
\* Muscovite is mostly secondary, and commonly occurs as sericite.

\*\* Most of the samples contain trace (tr) amounts of zircon.

# Opaque (Opq) minerals consist of ilmenite, magnetite and pyrite.

[Abbreviations]

Bt: biotite Chl: chlorite Crd: cordierite Crn: corundum Ksp: K-feldspar Ky: kyanite Mus: muscovite Pl: plagioclase  
Qtz: quartz Rt: rutile Sil: sillimanite Spl: spinel Tur: tourmaline



**Fig. 3.** (a) Garnet enclosed by cordierite; (b) Garnet enclosed by plagioclase; (c) Kyanite surrounded by muscovite within plagioclase (sp. G55); and (d) Spinel and quartz mantled by cordierite, suggesting the reaction,  $Spl + Qtz = Crd$ .

### 광물조합 및 공생관계

연구지역에 분포하는 편마암류는 흔히 각섬암-백립암상의 전이대 및 백립암상(Yardley, 1989)에 해당하는 광물조합을 보인다(Fig. 2; Table 1). 연구지역 전반에 걸쳐 백립암상을 지시하는 흑운모 + 근청석 + 석류석 + 규선석 + K-장석 + 사장석 ± 스피넬의 광물조합이 우세하며, 상부 각섬암상에 해당하는 흑운모 + 석류석 + 규선석 및 흑운모 + 근청석 + 규선석의 광물조합(+ K-장석 + 사장석)과 함께 산출한다. 이들 세 광물조합의 지역적 분포는 특별한 변화의 경향이나 방향성을 보이지 않는다. 이밖에 남정석, 스피넬 또는 강옥(corundum)이 드물게 관찰되기도 한다. 불투명 광물, 전기석, 인회석, 티타나이트(스핀), 저어콘 등이 부구성광물로 흔히 산출하며, 한 개의 표품에서 금홍석과 티탄철석이 공존한다. 백운모, 녹니석, 양기석, 녹립석 등에 의해 특징지워지는 녹색편암상의 후퇴변성작용이 전지역에서 관찰된다.

반자형 또는 타형의 흑운모는 규선석 및 근청석과 함께 편마암과 규질 편암의 엽리를 형성하는 주구성 광물로서 산출하며, 간혹 석류석, 근청석 및 사장석 내에 포유되기도 한다. 한편 침상의 규선석과 함께 석류석의 주변부를 치환하며 발달하는 2차적 흑운모도 흔히 관찰된다.

근청석은 흔히 변질작용 즉 피나이트화 작용(pinitization)에 의해 옅은 노란색을 띤다. 다른 무색 광물과는 타형의 저어콘 포유물 주변에 발달하는 반응띠(halo)나 변질양상에 의해 쉽게 구분된다. 근청석은 석류석, 흑운모, 규선석, 스피넬, 강옥 또는 금홍석 등을 포획하는 조직적 특성으로 보아 상대적으로 후기에 성장한 광물로 생각된다. 연구지역의 근청석은 정(+)의 광학적 부호(optic sign)를 가지며, 이는 결정 구조 내에 H<sub>2</sub>O 또는 CO<sub>2</sub>가 존재함을 지시한다(Armbruster and Bloss, 1980).

석류석은 주로 석영이나 흑운모를 포획하는 반자형 또는 타형의 반상변정으로 나타나지만, 일부는 사장석 또는 근청석에 포유되기도 한다(Fig. 3a, b). 이러한 조직적 특성은 사장석 또는 근청석이 석류석 보다 상대적으로 후기에 성장하였음을 지시한다.

규선석은 연구지역에서 가장 흔한 Al-규산염 광물로서, 대부분 흑운모나 석류석 등을 치환하며 침상

(fibrous)으로 나타난다. 그러나, 일부 표품에서 프리증형(prismatic)의 규선석이 관찰되며, 드물게는 증립(2 x 1.5 mm)의 규선석이 나타나기도 한다.

남정석은 세 개의 근청석-흑운모 편마암(G46, G55, J7; Table 1)에서 타형의 세립결정으로 산출한다. 남정석은 규선석에 비해 불안정한 잔류물로 흔히 사장석 내에 포획되어 산출하며, 주변 광물에 비해 큰 기복과 사고하는 두 방향의 벽개가 특징적이다(Fig. 3c). 남정석 결정의 주변부는 흔히 이차 광물인 백운모에 의해 치환되어 있다.

사장석은 편마암의 주구성광물로 대부분 또는 부분적으로 견운모에 의해 치환되어 있으며, 세립의 남정석이나 석류석 결정들을 포유하기도 한다. K-장석은 퍼사이트나 미사장석으로서 흔하게 관찰되지만, 그 양이나 입자 크기의 변화는 심하다. K-장석은 주로 규선석, 석류석 등과 공존하며 1차 백운모를 잔류물로 포유하기도 한다.

스피넬은 두 개 표품의 근청석 결정 내부에서 미량으로 관찰되며, 일부는 석영과 접촉관계를 보이며 산출한다(Fig. 3d). 강옥은 한 개의 표품에서 규선석과 함께 근청석 내에 아주 미세한 결정으로 포유되어 나타난다.

### 광물화학

구성광물의 화학조성을 구하기 위하여 13개의 편마암 시료에 대하여 전자현미분석(EPMA)을 실시하였다. 분석은 서울대학교 지질과학과의 JEOL 733 JXA 전자현미분석기를 사용하였으며, 분석 방법은 이광진과 조문섭(1992)에 의해 기술된 바와 같다. 분석된 시료의 대표적인 광물조성은 Tables 2-5에 수록되어 있다.

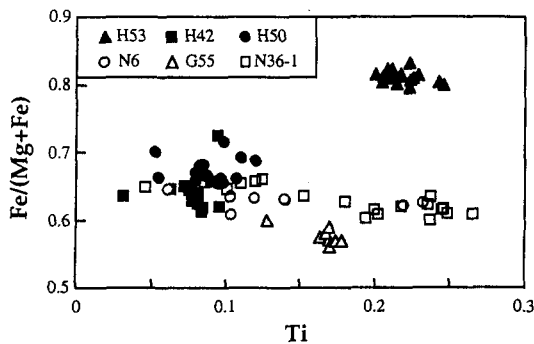
### 흑운모

흑운모의 X<sub>Fe</sub>(=Fe/(Mg + Fe)) 값은 석류석 + 규선석 + 근청석과 공존하는 경우 0.55-0.65의 범위에 속하며 근청석이 없는 경우(0.65-0.83) 보다 상대적으로 낮다(Fig. 4). 이는 전자의 경우 흑운모의 Mg양이 주어진 전암 성분에 대해 포화치에 해당되기 때문이다. 또한 후자에 비해 동일 시료 내에서의 X<sub>Fe</sub> 값이

**Table 2.** Representative analyses of biotite

Sample no.	G25-1	H53	G46	G46	G55	G55	J7	J7	N36-1	N36-1
SiO <sub>2</sub>	36.09	33.90	34.91	35.11	34.82	34.83	33.83	34.52	34.21	34.69
TiO <sub>2</sub>	2.94	4.17	3.87	3.52	2.94	2.20	3.08	3.84	4.00	2.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.11	19.13	18.60	18.67	18.79	19.20	19.28	18.74	18.56	18.11
FeO*	17.18	25.49	22.19	20.36	20.77	22.54	21.59	20.13	19.23	22.86
MgO	11.13	3.52	7.76	8.41	9.03	8.34	6.75	7.23	7.12	6.49
MnO	0.56	0.11	0.18	0.16	0.15	0.26	0.16	0.06	0.30	0.18
CaO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.19	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.08	0.28	0.33	0.24	0.17	0.19	0.17	0.20	0.23
K <sub>2</sub> O	9.19	9.88	8.94	9.28	9.00	9.09	8.81	8.93	9.10	9.38
Total	93.31	96.30	96.73	95.84	95.76	96.63	93.71	93.63	92.91	94.05
cations per 11 anhydrous oxygens										
Si	2.786	2.645	2.652	2.673	2.655	2.653	2.649	2.683	2.680	2.731
Ti	0.171	0.245	0.221	0.202	0.168	0.126	0.181	0.225	0.236	0.123
Al	1.467	1.761	1.667	1.677	1.691	1.726	1.782	1.719	1.716	1.682
Fe <sup>2+</sup>	1.109	1.663	1.409	1.296	1.324	1.436	1.413	1.309	1.259	1.505
Mg	1.280	0.409	0.879	0.954	1.026	0.947	0.788	0.837	0.831	0.761
Mn	0.037	0.007	0.011	0.010	0.010	0.017	0.011	0.004	0.020	0.012
Ca	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.016	0.004
Na	0.015	0.012	0.042	0.049	0.035	0.025	0.029	0.026	0.030	0.035
K	0.904	0.983	0.866	0.901	0.875	0.883	0.880	0.886	0.909	0.942
Fe/(Mg+Fe)	0.464	0.803	0.616	0.576	0.563	0.603	0.642	0.610	0.602	0.664

\* Total Fe as FeO



**Fig. 4.** Compositions of biotite plotted in terms of Fe/(Mg + Fe) and Ti. Open and closed symbols represent cordierite-bearing and cordierite-free samples, respectively.

평균값에 대해 ±0.02(1σ)의 작은 변화를 보이는데 이는 저변이(low-variance) 광물조합에 의한 완충작용의 결과로 생각된다.

흑운모의 Ti 양은 11개의 무수산소(anhydrous oxygen)를 기준으로 한 단위화학식당 0.03-0.27의

변화를 보인다. 각 시료의 Ti 양은 X<sub>Fe</sub> 값의 변화에 비해 상대적으로 변화폭이 크다(Fig. 4). 특히 N36-1의 경우 Ti 양(0.04-0.27)은 분석된 시료중 가장 큰 변화를 보인다. 이처럼 동일 시료 내에서 Ti양이 크게 변하는 것은 흑운모가 여러 시기에 걸쳐 생성 또는 재결정되었음을 시사한다. 일반적으로 흑운모의 Ti의 양은 변성도가 증가함에 따라 커진다고 알려져 있다(Guidotti, 1984). 따라서, 연구지역의 경우 고온에서 생성된 Ti가 풍부한 흑운모가 후퇴 변성과정 동안 반응에 참여하여 Ti가 적은 흑운모를 생성한 결과로 해석된다. 이러한 해석은 흑운모의 산상과도 잘 일치한다.

### 석류석

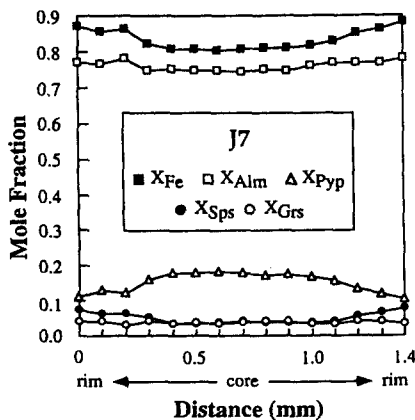
분석된 석류석은 알만딘 성분이 70-84 mol%인 Fe-석류석이며, 누대구조를 보이는 것과 거의 보이지 않는 것으로 크게 구분되나 양자의 산상 및 공

**Table 3.** Representative analyses of garnet

Sample no.	G46 core	G46 rim	G55 core	G55 rim	J7 core	J7 rim	N36-1 core	N36-1 rim	G25-1 core	G25-1 rim	H53 rim	H42	N6	N1
SiO <sub>2</sub>	38.17	36.00	38.10	37.43	37.13	36.05	38.19	37.39	38.39	38.04	36.51	36.03	36.97	37.81
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.03	0.04	0.00	0.09	0.00	0.02	0.03	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.15	21.79	21.70	20.88	21.90	20.79	21.45	20.89	21.93	22.33	21.39	21.60	21.05	21.63
FeO*	32.09	34.47	33.73	35.93	33.31	33.99	32.72	33.05	17.71	16.13	37.14	35.07	34.10	31.52
MgO	5.93	3.70	4.99	2.87	4.56	2.76	3.92	2.76	3.85	3.35	0.98	3.24	2.92	3.04
MnO	1.58	2.06	2.23	4.48	1.58	3.23	2.75	4.13	11.00	8.73	2.99	3.82	3.91	4.95
CaO	1.20	1.30	1.18	1.09	1.15	1.60	1.41	1.08	5.95	9.66	1.60	1.48	1.08	1.21
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04
K <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00
Total	101.15	99.36	101.94	102.76	99.66	98.55	100.48	99.38	98.87	98.36	100.64	101.27	100.08	100.20
cations per 12 oxygens														
Si	2.977	2.917	2.980	2.971	2.965	2.962	3.026	3.026	3.034	3.003	2.967	2.896	2.986	3.019
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.002	0.003	0.000	0.005	0.000	0.001	0.002	0.000
Al	2.038	2.083	2.003	1.955	2.063	2.016	2.005	1.995	2.044	2.081	2.051	2.048	2.006	2.037
Fe <sup>2+</sup>	2.093	2.336	2.206	2.384	2.224	2.336	2.168	2.236	1.170	1.065	2.524	2.357	2.303	2.104
Mg	0.690	0.447	0.582	0.340	0.543	0.338	0.462	0.333	0.454	0.394	0.119	0.388	0.352	0.361
Mn	0.104	0.141	0.148	0.301	0.107	0.225	0.184	0.283	0.736	0.584	0.206	0.260	0.267	0.335
Ca	0.100	0.113	0.099	0.092	0.099	0.141	0.120	0.094	0.504	0.817	0.139	0.127	0.093	0.103
Na	0.001	0.007	0.000	0.008	0.000	0.008	0.001	0.007	0.002	0.005	0.003	0.000	0.000	0.006
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002	0.000
Fe/(Mg+Fe)	0.752	0.839	0.791	0.875	0.804	0.874	0.824	0.870	0.721	0.730	0.955	0.859	0.868	0.854
X <sub>Alm</sub> *	0.701	0.769	0.727	0.765	0.748	0.769	0.739	0.759	0.409	0.373	0.845	0.752	0.764	0.725
X <sub>Pyp</sub> *	0.231	0.147	0.192	0.109	0.183	0.111	0.158	0.113	0.158	0.138	0.040	0.124	0.117	0.124
X <sub>Sps</sub> *	0.035	0.047	0.049	0.097	0.036	0.074	0.063	0.096	0.257	0.204	0.069	0.083	0.089	0.115
X <sub>Grs</sub> *	0.034	0.037	0.033	0.030	0.033	0.046	0.041	0.032	0.176	0.286	0.047	0.041	0.031	0.036

\* Total Fe as FeO

\* X<sub>Alm</sub>=Fe/M; X<sub>Pyp</sub>=Mg/M; X<sub>Sps</sub>=Mn/M; X<sub>Grs</sub>=Ca/M, where M=Fe+Mg+Mn+Ca



**Fig. 5.** Compositional zoning profile of garnet in J7. X<sub>Fe</sub> = Fe/(Mg + Fe); X<sub>Alm</sub> = Fe/M; X<sub>Pyp</sub> = Mg/M; X<sub>Sps</sub> = Mn/M; and X<sub>Grs</sub> = Ca/M, where M = Fe + Mg + Mn + Ca.

생관계는 뚜렷한 차이를 보이지 않는다. 누대구조를 보이는 석류석은 Fig. 5에 보여진 것처럼 대부분 중심부에서는 성분의 변화가 거의 없으나, 주변부로 갈수록 특징적인 변화를 보인다. Fe와 Mn의 양은 주변부에서 증가하는 반면 Mg양은 감소하며, Ca양은 거의 일정하다. 이와 같은 주변부 성분의 변화는 석류석이 고온의 변성과정을 거치면서 화학조성이 균질하게 된 이후 후퇴 변성과정동안 주변부에서만 선택적으로 누대구조가 발달한 결과로 해석할 수 있다(Silverstone and Hollister, 1980; Chamberlain, 1986). 이러한 후퇴변성작용의 영향은 석류석이 근청석이나 흑운모와 접촉하여 산출하는 경우 잘 관찰되며 사장석에 의해 둘러 쌓여 포유물로 산출하는 경우 거의 관찰되지 않는다.

**Table 4.** Representative analyses of cordierite

Sample no.	G46	G46	G55	G55	N36-1	N36-1
SiO <sub>2</sub>	44.63	47.84	46.94	47.95	47.87	47.94
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.90	32.72	31.65	32.88	31.70	31.52
FeO*	9.43	9.19	8.58	9.71	11.22	10.32
MgO	6.52	7.74	6.63	6.92	5.85	6.15
MnO	0.25	0.17	0.28	0.46	0.53	0.42
CaO	0.00	0.00	0.74	0.00	0.03	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.65	0.42	0.39	0.63	0.29	0.24
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00
Total	94.37	98.07	95.83	98.55	97.48	96.60
cations per 18 oxygens						
Si	4.842	4.967	5.007	4.974	5.048	5.074
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	4.211	4.009	3.983	4.025	3.944	3.936
Fe <sup>2+</sup>	0.855	0.797	0.765	0.842	0.989	0.914
Mg	1.054	1.198	1.053	1.070	0.920	0.970
Mn	0.023	0.015	0.025	0.040	0.047	0.038
Ca	0.000	0.000	0.085	0.000	0.003	0.000
Na	0.138	0.084	0.080	0.127	0.058	0.050
K	0.000	0.000	0.087	0.000	0.000	0.000
Fe/(Mg+Fe)	0.448	0.400	0.421	0.441	0.518	0.485

\* Total Fe as FeO

### 근 청 석

분석된 근청석의 주원소 산화물 함은  $97 \pm 2$  wt%로(Table 4), 광학적으로 유추된 바와 같이 결정구조적 통로 내에 H<sub>2</sub>O나 CO<sub>2</sub> 등의 유체분자가 존재함을 시사한다. 근청석은 흑운모와 마찬가지로 각 시료에서 대체로 일정한 X<sub>Fe</sub> 값을 가지나, G-46의 경우 예외적으로 석류석 포유물 부근에서의 X<sub>Fe</sub> 값이 기질부(matrix)에서 보다 0.05-0.1 만큼 크다. 이러한 성분 변화는 근청석이 비교적 고온에서의 후퇴변성 과정 동안 계속적으로 반응에 참여했음을 시사한다.

### 장 석

사장석은 올리고클레이스-안데신(An<sub>17-36</sub>)으로서, 시료에 따라서 An양이 거의 일정하거나 11 mol%까지 변한다(Table 5). 사장석 입자 내에서도 성분 변화가 흔히 관찰되는데 일반적으로 중심부에서 주변부로 갈수록 An양이 증가하며, 매우 드물게는 그 반

대의 경향을 보이기도 한다. 전자의 An 증가는 연속적인 압력의 감소에 의한 결과로 해석되며, 후자의 경우는 그이유가 분명치 않다.

K-장석의 정장석 단성분(=K/(K+Na+Ca)) 양은 83-96 mol%로서 동일 시료 내에서의 변화 폭은 5 mol%에 달한다.

### 스피넬과 강옥

스피넬은 허시나이트(hercynite) 성분이 81-83 mol%에 이르는 Fe-스피넬 고용체이다(Table 4). 변성이질암에서 스피넬은 십자석과 함께 상당량의 Zn을 포함할 수 있으나, 이번 연구에서는 분석하지 않았다. G46 표본에서 유일하게 관찰된 강옥은 미량(0.15-0.35 wt%)의 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>를 제외하고는 순수한 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 성분을 보인다. 강옥은 G46과 같이 석영이 포함된 암석에서는 불안정하기 때문에, 변성반응에 의해 국부적으로 석영 성분이 결핍된 환경에서 준안정(metastable) 광물로 생성된 것으로 해석된다.

**Table 5.** Representative analyses of plagioclase

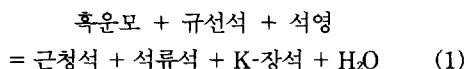
Sample no.	G46	G46	G55	G55	N6	N6	N1	N1	N36-1	N36-1	J7	J7
SiO <sub>2</sub>	58.74	58.62	59.27	60.33	62.40	58.94	60.35	57.60	61.60	63.08	60.44	60.56
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.05	26.17	25.63	24.61	22.95	24.26	24.21	25.86	24.51	23.60	24.13	24.02
FeO <sup>#</sup>	0.03	0.10	0.04	0.00	0.06	0.05	0.02	0.11	0.00	0.29	0.00	0.02
MgO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
MnO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
CaO	7.32	7.53	7.08	5.85	3.99	5.70	5.22	7.52	5.97	3.54	5.33	5.30
Na <sub>2</sub> O	7.78	7.43	7.47	8.20	9.37	8.27	8.53	7.09	8.40	9.08	8.52	8.49
K <sub>2</sub> O	0.30	0.30	0.23	0.26	0.29	0.20	0.28	0.24	0.12	0.74	0.12	0.15
Total	100.27	100.17	99.71	99.27	99.05	97.42	98.62	98.43	100.61	100.35	98.55	98.56
cations per 9 oxygens												
Si	2.622	2.618	2.650	2.702	2.789	2.693	2.718	2.616	2.719	2.784	2.722	2.727
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.372	1.379	1.352	1.301	1.210	1.308	1.287	1.385	1.277	1.229	1.282	1.276
Fe <sup>2+</sup>	0.001	0.004	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001	0.004	0.000	0.011	0.000	0.001
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.350	0.360	0.339	0.281	0.191	0.279	0.252	0.366	0.283	0.168	0.257	0.256
Na	0.673	0.643	0.648	0.712	0.812	0.732	0.745	0.624	0.719	0.777	0.744	0.741
K	0.017	0.017	0.013	0.015	0.016	0.012	0.016	0.014	0.007	0.042	0.007	0.009
X <sub>An</sub> <sup>*</sup>	0.336	0.353	0.339	0.279	0.187	0.273	0.249	0.364	0.280	0.170	0.255	0.254 <sup>*</sup>

<sup>#</sup> Total Fe as FeO

<sup>\*</sup> X<sub>An</sub> = Ca/(Ca+Na+K)

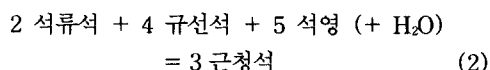
### 변성반응 관계

연구지역의 광물조합과 공생관계는 Fig. 6의 AFM 삼각 그림(Thompson, 1957)에서 잘 설명된다. 즉 근청석 편마암에서 흔히 관찰되는 저변이 광물조합은(Table 1) 아래의 불연속 반응을 정의한다(Holdaway and Lee, 1977):



(1)식은 근청석(+ 석류석)이 흑운모와 규선석의 반응산물로 산출함을 지시한다. 그러나 연구지역의 석류석은 흔히 근청석 내에 포유물로 나타나기 때문에 (1)식만으로는 근청석의 산출을 설명하기 어렵다. 이러한 포유 조직은 근청석이 석류석을 소비하며 성장하는 다음의 연속반응에 의해 설명될 수 있다(Fig. 7; Holdaway and Lee, 1977; Mukhopadhyay

and Holdaway, 1994):



(2)식은 P-T 기울기가 음의 값을 가지는 것으로 알려져 왔으나(Richardson, 1968; Holdaway and Lee, 1977), 최근의 실험 결과에 의하면 양의 값을 가지는 것으로 보고되었다(Mukhopadhyay and Holdaway, 1994). 그럼에도 불구하고, (2)식은 P/T 기울기 값이 작아서 온도에는 거의 무관한 반면 압력에 민감한 반응이다. 따라서 근청석이 상대적으로 후기 광물로 산출하는 조직적 특성은 근청석 편마암이 석류석이 안정한 최고 변성작용 이후 압력이 하강하는 진화경로를 경험하였음을 의미한다. 또한 사장석 내에 포유되어 있는 석류석의 산출량상도 압력에 민감한 아래 반응식을 통해 변성 압력이 감소하였음을 지시한다(Ghent, 1976):



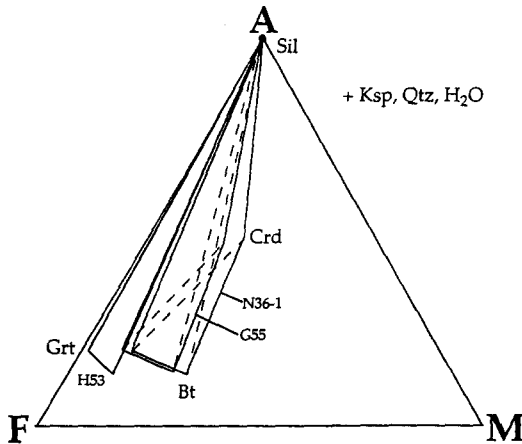
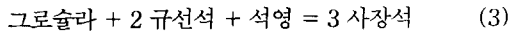
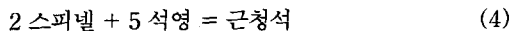


Fig. 6. AFM diagram showing phase relationships among garnet, cordierite, biotite and sillimanite in the presence of excess K-feldspar, quartz and aqueous fluid. With increasing metamorphic grade, divariant assemblage of biotite-granet-sillimanite converts to univariant assemblage of cordierite-biotite-garnet-sillimanite. See text for further details.



한편 연구지역 내에서 스피넬은 석영과 함께 근청석 내에 포유물로 산출하며, 이러한 공생관계는 다음의 반응에 의해 설명될 수 있다:



(4)식 또한 상대적으로 압력에 민감하며(Hollaway and Lee, 1977), 스피넬을 포유하는 근청석의 산출도 압력이 하강하는 변성진화과정을 지시한다.

## 변성온도와 압력

### 지 온 계

연구 지역의 변성온도를 추정하기 위하여 석류석-흑운모 및 석류석-근청석 지온계를 사용하였다(Table 6). 석류석-흑운모 지온계의 경우 Perchuk and Lavrent'eva(1983; PLB) 뿐만이 아니라 Berman(1990)이 제시한 Fe-Mg-Ca-Mn 석류석의 활동도 모델을 적용한 Ferry and Spear(1978; FSB)

의 식을 이용하였다. 그 결과는 석류석의 중심부 성분과 기질부의 높은 Ti 값을 가지는 흑운모를 사용하였을 때 PLB의 경우 715-853°C, FSB의 경우 865-1237°C의 온도를 보여 준다. 후자의 경우 비이상적으로 높은 온도를 보여 주며, Berman(1990)의 석류석 활동도 모델을 사용하지 않았을 경우에도 유사한 결과가 얻어진다. 연구지역의 근청석 편마암처럼 고온 변성작용을 받은 경우 흑운모의 Ti 양이 크기 때문에(Table 2) 흑운모 고용체의 비이상도(non-ideality)가 증가한다. 따라서 예외적으로 높은 온도를 보이는 FSB의 경우 흑운모의 Ti성분을 고려하지 못하기 때문에 백립암상의 변성암에는 적용이 어렵다. 비슷한 결과는 다른 연구자들에 의해서도 지적된 바가 있다(e.g., Chipera and Perkins, 1988). 이에 비하여 PLB의 경우 자연산 흑운모를 사용하여 얻은 식이므로 상대적으로 흑운모의 비이상도를 FSB 보다 잘 설명한다. 한편 이처럼 높은 변성온도는 석류석과 흑운모의 비평형 관계에 기인할 가능성도 배제할 수 없다(Spear, 1993, p. 614-622). 그러나 석류석의 주변부와 인접한 흑운모의 성분을 이용하였을 때 PLB의 경우 624-712°C, FSB의 경우 665-916°C의 온도를 보여 주며, 두 지온계를 석류석의 중심부 성분에서 적용한 결과와 마찬가지로 300°C 이상의 온도 편차를 보인다. 따라서 FSB 지온계는 Ti가 풍부한 흑운모를 포함하는 백립암상의 변성암에 적용할 경우 비현실적인 온도를 낳는 것으로 생각된다.

석류석-근청석 지온계의 경우 Perchuk and Lavrent'eva(1983; PLC)와 Bhattacharya *et al.* (1988; BET)의 식을 사용하였다. 동일한 근청석에 대하여 석류석의 중심부 성분을 이용하였을 때 PLC의 경우 739-754°C, BET의 경우 790-817°C, 그리고 주변부를 이용하였을 때 각각 586-639°C와 632-688°C의 온도를 보인다(Table 6). 연구지역의 근청석은 대부분 석류석을 잔류물로 포유하며 상대적으로 후기에 생성되었기 때문에, 석류석의 주변부와 근청석을 이용하여 구한 온도는 근청석 편마암의 최종 평형온도를 나타낼 것으로 생각된다. 석류석-근청석 지온계로부터 얻은 온도 범위는 PLB의 석류석-흑운모 지온계의 결과와 비교적 잘 일치한다.

### 지 압 계

연구지역의 변성압력을 구하기 위하여 석류석-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-석영-사장석(GASP) 지압계(Koziol and Newton, 1988)와 석류석-금홍석-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-티탄철석(GRAIL) 지압계(Bohlen *et al.*, 1983)를 이용하였다. 석류석 및 사장석의 중심부 성분에 대하여 GASP 지압계를 사용하여 구한 압력은 750°C의 변성온도를 가정하였을 때 4.2-7.1 kbar이다(Table 6). 한편 석류석 및 사장석의 주변부 성분을 이용하여 650°C에서 구한 GASP 압력은 2.0-3.2 kbar이다. 이처럼 석류석의 중심부와 주변부에서 얻은 압력의 차이는 변성반응 관계로부터 유추한 압력하강의 변성진화 경로와 일치한다. 한편 석류석 내에서 함량이 높은 알만딘 성분을 이용하는 GRAIL 지압계는 상대적으로 희석된 그로슬라 성분을 이용하는 GASP 지압계에 비하여 효과적인 지압계이다. Bohlen *et al.*(1983)의 GRAIL 지압계를 이용하여 1개의 시료(G46)에서 구한 압력은 변성온도를 750°C로 가정하였을 때 8.3 kbar로서 GASP 지압계로 구한 4.2 kbar 보다 높다.

### 토의 및 결론

변성퇴적암류에서 특징적으로 산출하는 남정석 잔류물은, 연구 지역이 남정석에서 규선석으로 전이하는 시계방향의 변성진화과정을 겪었음을 지시한다. 그러

나, 현재로서는 남정석으로 대표되는 초기 변성작용의 자세한 특성은 알 수 없다. 연구지역의 최고 변성작용은 광역적으로 산출하는 하부 백립암상의 근청석 + 석류석 + 규선석 + K-장석 광물조합으로 특징지워진다. 석류석-흑운모 및 석류석-근청석 지온계, 그리고 GASP 및 GRAIL 지압계를 이용하여 얻은 최고 온도-압력 조건은 700 - 850°C와 4 - 8 kbar로 추정된다(Fig. 7). 이러한 최고 변성조건은 백운모(+석영)의 최대 안정영역을 넘어서며, 흑운모와 규선석이 근청석 + 석류석으로 바뀌는 (1) 반응의 P-T 조건(Holdaway and Lee, 1977)과 잘 일치한다. 연구 지역의 변성광물 조합과 최고변성조건은 적어도 경기편마암복합체의 일부는 백립암상의 고온 변성작용을 경험하였음을 지시한다. 이러한 결과는 화천-양구 지역에서의 백립암 산출(이승렬과 조문섭, 1994; Cho *et al.*, 1996)과 함께 경기육괴의 최고변성조건이 지금까지 알려진 상부 각섬암상보다(Na, 1979) 더 높은 온도의 백립암상에 도달하였음을 시사한다.

연구 지역의 후퇴변성작용은 석류석 + 규선석이 근청석으로 전이하는 연속반응 (2)에 의하여 특징지워지며, 온도의 감소와 함께 압력이 상당히 하강하였을 것으로 추정된다(Fig. 7). 근청석이나 사장석이 남정석, 석류석, 금홍석 등 상대적으로 고압환경을 지시하는 광물을 포유하는 조직은 이러한 압력 감소의 진화과정을 지시한다. 또한 많은 불안정 잔류물의 산출은 연구지역의 온도-압력 조건이 비교적 빠르게 변화했음을 시사한다.

**Table 6.** Pressures and temperatures estimated from geothermobarometry

Sample no.	T (°C)*				P (kbar)**		
	PLB	FSB	PLC	BET	GASP	GASP	GRAIL
G46(c)	853	1237	754	817	4.2		8.3
G46(r)	663	750	586	688		2.3	
G55(c)	727	887	739	790	4.3		
G55(r)	624	665	548	632		2.1	
N36-1(c)	715	865	768	790	7.1		
N36-1(r)	692	809	639	680		3.2	
J7(c)	757	965					
J7(r)	663	756					
G25-1(r)	712	916					

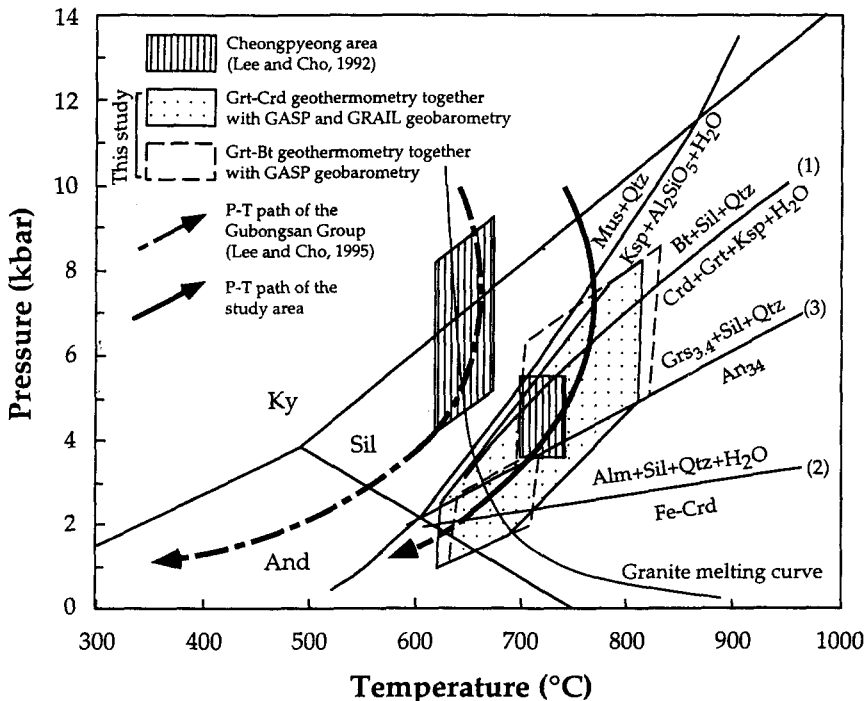
c=core; r=rim; For other abbreviations, see the text.

\* Pressure is assumed to be 6 kbar for the temperature calculation.

\*\* Temperatures are assumed to be 750°C and 650°C, respectively, during core and rim growths of garnet.

이상의 연구결과를 근거로 하여 연구지역의 P-T 경로가 시계방향임을 알 수 있고, 기존의 연구 결과 (이광진과 조문섭, 1992; Lee and Cho, 1995)와 함께 Fig. 7에 도시하였다. 연구지역의 변성암류는 경기육괴 내의 기반암인 경기편마암복합체에 해당하며, 구봉산층군은 이들 기반암을 피복하는 춘천누층군의 일원이다. 이들 기반암 및 상위의 변성암류는 모두 남정석이 규선석으로 전이하는 시계방향의 P-T 경로를 보여주며, 상대적으로 기반암의 최고 변성 온도가 보다 높았음을 알 수 있다. 기반암 및 상위층군에서 보여지는 최고변성작용의 차이는 이미 이상만(1973)에 의하여 지적된 바 있다. 또한 연구지역 바로 북부에 위치하는 청평지역에서 이광진과 조문섭(1992)은 2개의 서로 다른 P-T 조건을 구하고 이

들이 동일한 변성진화경로에 의해 설명되는 것으로 생각하였다. 그러나, 청평 지역의 기반암 및 상위층군의 분포를 고려하여 재해석해 보면 이들의 P-T 결과는 Fig. 7에 보여진 바와 같이 2개의 서로 다른 P-T 경로에 의해 설명될 수 있다. 중부 경기육괴 내의 기반암에서 산출하는 남정석의 발견은(이광진과 조문섭, 1992; 조문섭과 김종욱, 1993; 이번 연구) 적어도 중부 지역의 경기편마암복합체가 저압형 변성작용에 앞서 중압형 변성작용을 경험하였음을 시사한다. 따라서 경기육괴를 저압형 변성상계 (metamorphic facies series)의 기반암과 중압형 변성상계의 상위층군(연천계)으로 단순히 구분하는 것(e.g., Na, 1978, 1979)은 지질학적으로 무의미할 수 있다.



**Fig. 7.** Clockwise P-T path of the study area inferred from geothermobarometric data. Dotted and dashed boxes represent the P-T condition during the growth of cordierite. The reaction (1),  $Bt + Sil + Qtz = Crd + Grt + Ksp + H_2O$  ( $P_{H_2O}=0.5$ ), is from Holdaway and Lee (1977), while reaction (2),  $Alm + Sil + Qtz + H_2O = Fe-Crd$  ( $P_{H_2O}=1.0$ ), is from Mukhopadhyay and Holdaway (1994). The GASP reaction,  $Grs + Sil + Qtz = An$  (3), using the analyzed compositions of garnet and plagioclase, is from Koziol and Newton (1989). The numbers for each reaction are same as those described in text. Granite melting curve is adapted from Luth *et al.* (1964). Other reactions are calculated from the GEO-CALC program (Berman, 1988). Mineral abbreviations are listed in Table 1. P-T condition of the Cheongpyeong area (hatched box; Lee and Cho, 1992) and P-T path of the Gubongsan Group (dashed curve; Lee and Cho, 1995) are also shown for comparison.

남정석에서 규선석으로 전이하는 시계방향의 P-T 경로는 대륙충돌대의 특징적인 변성진화경로이다 (England and Thompson, 1984). Lee and Cho (1995)는 춘천층군이 대륙간(intercontinental) 충돌보다는 대륙판내부(intracontinental)에서의 조산운동에 의해 형성된 것으로 제한한 바가 있다. 중부 경기육괴의 변성진화과정과 관련하여 기반암 및 상위층군에서 보여지는 유사한 P-T 경로는 두가지 해석이 가능하다. 첫째, 경기편마암복합체와 춘천누층군이 각각 시기를 달리하는 조산운동에 의하여 형성되었고, 전자의 경우 보다 높은 변성온도를 경험했을 가능성이 있다. 둘째, 춘천누층군의 변성작용을 야기한 조산운동에 의해 기반암인 경기편마암복합체도 동일한 시기에 재활성되었을 가능성이 있다. 이 경우 춘천누층군의 중압형 변성작용을 일으킨 조산운동이 비교적 광역적으로 일어났음을 유추할 수 있으며, 중부 경기육괴가 상당히 큰 조산대에 속하였음을 알 수 있다. 그러나, 현재로서는 경기육괴내의 기반암 및 상위층군 전반에 대한 암석학적 및 절대연령 자료가 부족하여 경기육괴의 변성사를 밝히는 데는 어려움이 많다. 특히 최근에 제기되고 있는 중국의 대륙충돌대가 한반도로 연장된다는 가설(Yin and Nie, 1993; Ernst and Liou, 1995)에 비추어 보아 경기육괴내의 기반암 및 상위층군에 대한 지구구조적 해석은 중요성을 더해가고 있으며 앞으로 보다 자세한 암석학적 및 지질연대학적 연구가 절실히 요구된다.

사 사

논문 초고를 읽고 건설적인 비평을 제공해준 김형식, 송용선, 오창환 교수께 감사한다. 이 연구는 한국 과학재단 목적기초연구(94-0703-03-01-3)에 의해 지원받았다.

참 고 문 헌

김옥준, 1973, 경기육괴 북서지역 변성암복합체의 층서와 지질구조. 광산지질학회지, 6, 201-208.  
 김정환, 박석환, 이병주, 1981, 한국지질도(1:50,000), 청평도폭 및 설명서. 한국자원연구소, 29 p.  
 이광진, 조문섭, 1992, 가평-청평 지역 경기육괴의 변성작용. 암석학회지, 1, 1-24.

이상만, 1973, 우리나라 지체구조와 변성상계와의 연관성 연구. 지질학회지, 10, 25-36.  
 이승렬, 조문섭, 1994, 화천-양구 지역에 분포하는 백립암에 대하여(요약문). 대한지질학회, 48, 73.  
 조문섭, 김종욱, 1993, 춘천-홍천 지역 용두리 편마암 복합체내에 산출하는 남정석: 변성지구구조적 의의. 암석학회지, 2, 1-8.  
 홍성호, 오인석, 김학천, 이병주, 1981, 한국지질도(1:50,000), 양수리도폭 및 설명서. 한국자원연구소, 16 p.  
 Armbruster, T. H. and Bloss, F. D., 1980, Effects of channel H<sub>2</sub>O in cordierite. Fortschr. Mineral., 58, 7-9.  
 Berman, R. G., 1988, Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. J. Petrol., 29, 445-522.  
 Berman, R.G., 1990, Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. Am. Mineral., 75, 328-344.  
 Bhattacharya, A., Mazumdar, A. C., and Sen, S. K., 1988, Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. Am. Mineral., 73, 338-344.  
 Bohlen, S. R., Wall, V. J., and Boettcher, A. L., 1983, Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO - TiO<sub>2</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O. Am. Mineral., 68, 1049-1058.  
 Chipera, S. J. and Perkins, D., 1988, Evaluation of biotite-garnet geothermometers: Application to the English River subprovince, Ontario. Contrib. Mineral. Petrol., 98, 40-48.  
 Cho, M., Lee, S. R. and Yi, K.-W., 1996, Clockwise P-T evolution of the granulite complex in the eastern Imjingang belt, Korea. 30th IGC Meeting, Abstract (vol.), 597.  
 England, P. C. and Thompson, A. B., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, Part I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. J. Petrol., 25, 894-928.  
 Ernst, W. G. and Liou, J. G., 1995, Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling-Dabie-Sulu and Franciscan metamorphic belts. Geology, 23, 353-356.  
 Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib. Mineral. Petrol., 66, 113-117.  
 Ghent, E. O., 1976, Plagioclase-garnet-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz: A potential geobarometer. Am. Mineral., 61, 710-714.

- Guidotti, C. V., 1984, Micas in metamorphic rocks. In *Micas* (ed. D. R. Veblen), *Rev. Mineral.*, 13, Mineral. Soc. Am., 1-95.
- Holdaway, M. J. and Lee, S. M., 1977, Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 175-198.
- Kim, J. Y., 1989, A study on metamorphism of the metamorphic rocks in the central part of Gyeonggi massif. Seoul Nat'l. Univ., Unpubl. Ph. D. thesis, 278 p.
- Koziol, A. M. and Newton, R. C., 1988, Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz geobarometer. *Am. Mineral.*, 73, 216-233.
- Lee, S. R. and Cho, M., 1995, Tectonometamorphic evolution of the Chuncheon amphibolite, central Gyeonggi massif, south Korea. *J. Metamorphic Geol.*, 13, 315-328.
- Luth, W. D., Jahn, R. H., and Tuttle, O. F., 1964, The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 69, 659-773.
- Mukhopadhyay, B. and Holdaway, M. J., 1994, Cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: I. New experimental calibration in the system  $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$  and certain P-T- $X_{\text{H}_2\text{O}}$  relations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 462-472.
- Na, K. C., 1978, Regional metamorphism in Gyeonggi massif with comparative studies between Yeoncheon and Okcheon metamorphic belts (I). *J. Geol. Soc. Korea*, 14, 195-211.
- Na, K. C., 1979, Regional metamorphism in Gyeonggi massif with comparative studies between Yeoncheon and Okcheon metamorphic belts (II). *J. Geol. Soc. Korea*, 15, 67-88.
- Perchuk, L. L. and Lavrent'eva, I. V., 1983, Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In *Advances in Physical Geochemistry* (ed. S. K. Saxena), 2, Springer-Verlag, New York, 199-239.
- Richardson, S. W., 1968, Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.*, 9, 468-488.
- Selverstone, J. and Hollister, L. S., 1980, Cordierite-bearing granulites from the Coast Ranges, British Columbia: P-T conditions of metamorphism. *Can. Mineral.*, 18, 119-129.
- Spear, F. S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *MSA monograph*, 1, 799 p.
- Thompson, J. B. Jr., 1957, The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineral.*, 42, 842-858.
- Yardley, B. W. D., 1989, *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, Essex, 248 p.
- Yin, A. and Nie, S., 1993, An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault systems, eastern Asia. *Tectonics*, 12, 801-813.

---

(책임편집 : 김형식)

## Granulite-facies metamorphism and P-T evolutionary path of cordierite gneisses in the Cheongpyeong-Yangpyeong area

Yoonho Cho<sup>1,2</sup>, Moonsoo Cho<sup>1</sup> and Seung Ryeol Lee<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Department of Geological Sciences, Seoul National University, <sup>2</sup>Korea Industrial Development Co. Ltd.

**ABSTRACT** : Precambrian metamorphic rocks of the Cheongpyeong-Yangpyeong area, central Gyeonggi massif, comprise gneiss, schist, quartzite and amphibolite. Mineral assemblages of pelitic gneisses are characterized by biotite + cordierite + garnet + sillimanite + K-feldspar + plagioclase + quartz together with minor muscovite, spinel and corundum, and represent the granulite facies metamorphism. In particular, kyanite occurs as fine-grained relict phase inside plagioclase of three gneiss samples. Metamorphic conditions are estimated from garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers in conjunction with garnet-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz-plagioclase (GASP) and garnet-rutile-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-ilmenite (GRAIL) geobarometers. They are 700-850°C and 3.2-8.3 kbar, and 580-690°C and 2.1-3.2 kbar, respectively, when the core and rim compositions of garnet are used. Garnet of the GASP assemblage increases rimward in the Fe and Mn contents but decreases in the Mg content, whereas its Ca content does not vary significantly. Together with the occurrence of relict kyanite and the result of P-T estimates, compositional zoning patterns of garnet indicate a clockwise P-T history. Moreover, the preservation of high-pressure minerals such as kyanite in plagioclase, even after the medium-pressure granulite facies metamorphism, suggests a rapid change in P-T conditions.

**Key words** : granulite facies, phase equilibria, geothermobarometry, cordierite, kyanite