

## 풍기지역 소백산편마암복합체의 백립암상 변성작용 -북부 소백산육괴의 지각진화와 환경지질-

권용완<sup>1</sup> · 신의철<sup>2</sup> · 오창환<sup>3</sup> · 김형식<sup>1</sup> · 감지훈<sup>4</sup>

<sup>1</sup>고려대학교 지구환경과학과, <sup>2</sup>한국국제협력단, <sup>3</sup>전북대학교 지구환경과학과, <sup>4</sup>안동대학교 지구환경과학과

**요약** : 풍기일대 소백산편마암복합체는 미그마타이트질 편마암, 반상변정질 편마암, 석류석 화강암질 편마암 그리고 흑운모 화강암질 편마암이 주를 이룬다. 변성염기성암들이 부우던 또는 포획암으로 존재하며 석류석-사방휘석-백립암이 소규모로 나타난다. 이 지역은 앰피블라이트상의 변성작용을 받은 북서에서 백립암상의 변성작용을 받은 남동으로 갈수록 변성도가 점진적으로 증가한다. 앰피블라이트상의 대표 광물조합은 흑운모-백운모-K장석-사장석±석류석±녹염석이며 앰피블라이트-백립암상 전이대는 침상 또는 섬유상을 보이는 규선석의 생성이 특징적이다. 백립암상의 변성작용을 받은 지역에서 석류석-사방휘석-백립암은 석류석-사방휘석-흑운모-사장석의 광물조합을, 변성염기성암은 단사휘석-사장석±각섬석±사방휘석±석류석의 광물조합을, 미그마타이트질 편마암은 석류석-흑운모-규선석-근청석±스피넬의 광물조합을 각각 보인다. 백립암상 변성작용이후 후퇴변성작용에 의해 미그마타이트질 편마암은 스피넬, 강옥, 홍주석등을 생성하며 변성염기성암은 단사휘석과 사장석의 접합부에서 얇은 띠상의 석류석을 생성한다. TWEEQU에 의해 계산된 최대 변성온도-압력은 미그마타이트질 편마암에서 916°C/6.6 kb이며 석류석-사방휘석-백립암에서 826°C/6.3 kb이다. 백립암상의 전진변성과정을 지시하는 석류석 반상변정내에 포획된 사장석과 흑운모를 사용하여 구한 온도-압력은 866°C/7.5 kb이며 석류석의 가장자리와 그에 접하는 흑운모를 사용하여 구한 온도-압력은 726°C/4.8 kb로 온도와 압력이 감소하는 시계방향 압력-온도경로를 보인다. 미그마타이트질 편마암과 석류석 화강암질 편마암에서 석류석과 흑운모의 가장자리 조성을 사용하여 구한 온도들은 556-741°C로 넓은 범위를 보여 백립암상의 변성작용이후 후퇴변성정도가 차이가 있었음을 지시한다. 흑운모 화강암질 편마암은 석류석의 산출이 적고 석류석의 스페서틴 함량이 높아 정확한 변성환경을 규명하기 힘들다. 단사휘석과 사장석사이에 띠상으로 나타나는 석류석을 함유하는 변성염기성암의 변성온도-압력은 635-707°C/4.1-5.3 kb이다. 이러한 구조는 퇴변성작용의 진화과정이 등압하 온도감소(IBC, isobaric cooling)환경을 거쳤음을 지시한다. 이상의 결과들은 풍기지역이 시계방향의 압력-온도 경로를 가지는 백립암상의 변성작용후에 IBC를 겪었음을 지시한다.

**핵심어** : 풍기, 소백산편마암복합체, 백립암상, 시계방향 압력-온도경로, 등압하 온도감소

### 서 언

소백산육괴는 경기육괴와 함께 한반도의 기저를 이루며 지역적 분포에 따라 크게 지리산지역, 소백산지역, 태백산지역으로 나눌 수 있다. 과거 소백산육괴는 최고 상부 앰피블라이트상의 변성작용이후 앰피블라이트상에서 녹색편마암상으로 후퇴변성작용을 받은 것으로 알려져 왔다(이상만 외, 1981; 송용선과 이상만, 1989). 지리산 지역에 대한 초기 연구자(손치무 외, 1964; 최유구 외, 1964)들은 암석조적을 관찰하여 백립암을 기재하였으나 이 암석들은 백립암상의 변성광물조합을 보이지 않는 석영장석질 편마암이 주를 이룬다. 최근 지리산지역을 중심으로 백립암상의 변성작용에 관한 연구결과들이 많

이 보고되고 있다. 김동연 외(1998)은 석영, 미사장석, 사장석, 사방휘석, 석류석등으로 구성된 차노카이트질 암석을 지리산 동부지역에서 발견하였으며 이들의 변성환경을 800°C, 3.5 kb의 최고변성작용과 600°C, 6 kb의 후퇴변성작용을 보고하였다. 송용선(1999)은 석류석-사방휘석-흑운모-사장석-석영-티탄철석의 광물조합을 보이는 염기성 백립암을 보고하고 이들의 최대변성환경을 800-850°C, 6 kb로 추정하였다. 또한 이호선(2000)은 김천일대에서 백립암상에 해당하는 760-870°C, 5-6.8 kb의 변성조건이 계산되었으며 석류석+사방휘석의 백립암상 광물군이 관찰되었다. 특히 류호정과 송용선(1999)은 지리산 지역 시료내의 석류석내에 포유물로 존재하는 납정석과 석류석내의 포유물 주위에 발생한 방사상

균열조직을 통해 소백산육괴가 대륙충돌에 수반한 고압 변성작용을 받았을 가능성을 제안하였다. 이는 최근 많은 관심의 대상이 되고 있는 한반도내의 중생대 초기의 대륙충돌 가능성과 함께 한반도의 지각진화 초기에 발생하였을 또 다른 대륙충돌이 존재하였을 가능성을 제시하고 있다. 또한 태백산 지역을 중심으로 하는 태백산 편마암복합체에서도 스피델 등시선에 해당하는 하부 백립암상의 변성작용이 보고되고 이들의 최대변성환경은 730-750°C, 4.8-5.8 kb를 보인다(Kim and Cho, 1999). 태백산 지역과 지리산지역의 중간에 위치하고 있는 소백산 지역은 도폭조사를 제외하고는 변성암석학적 연구가 거의 없는 지역이다. 이와같이 지리산 및 태백산 지역과 김천 일대등지에서 백립암상 변성작용이 발견되었음에도 불구하고 기존연구에서 소백산을 포함하는 풍기일대에서는 백립암상의 변성작용이 인지되지 못하였다. 본 연구를 위한 사전조사를 통해 소백산 풍기 지역에서 최초로 석류석-사방휘석의 광물조합을 가지고 있는 백립암상의 변성작용이 최초로 인지되었다.

지리산지역의 백립암상의 광물군을 보여주는 차노카이트질 편마암은 반시계방향의 진화경로를 보

이는 것으로 보고되어있으며 반상변정질 편마암에 포획된 잔류암으로 산출되는 염기성 백립암은 시계방향의 진화경로를 거친 것으로 각각 보고되어 있다(김동연, 1999; 송용선, 1999). 하지만 지리산 지역에서는 백립암상을 지시하는 사방휘석과 석류석이 후퇴변성작용시 사방각섬석화되거나 Fe-Mg 교환반응과 함께 상변이반응을 받아 백립암상의 최고 변성조건을 밝힐수가 없었으며 그 결과 변성진화과정의 시계방향이었는지 반시계방향이었는지도 정확히 확인할 수 없었다. 본 연구를 위한 사전 조사를 통해 연구지역내의 석류석 화강암질 편마암의 석류석 반상변정내에 흑운모와 사장석이 포획되어있는 것을 확인하였다. 따라서 본 연구지역에서는 지리산 지역에서 명확히 밝히지 못한 백립암상의 최고 변성조건에 가까운 변성조건과 변성진화과정을 밝힐수 있을 것으로 예상된다.

본 연구에서는 소백산 주변에 분포하고 있는 소백산육괴 편마암복합체에 대한 광물 및 암석학적 특성을 연구하고, 지온-지압계를 이용하여 변성작용시의 온도, 압력조건을 추정하며 이를 바탕으로 백립암상의 변성작용을 포함한 연구지역의 변성진화과정을 밝히고자 한다.

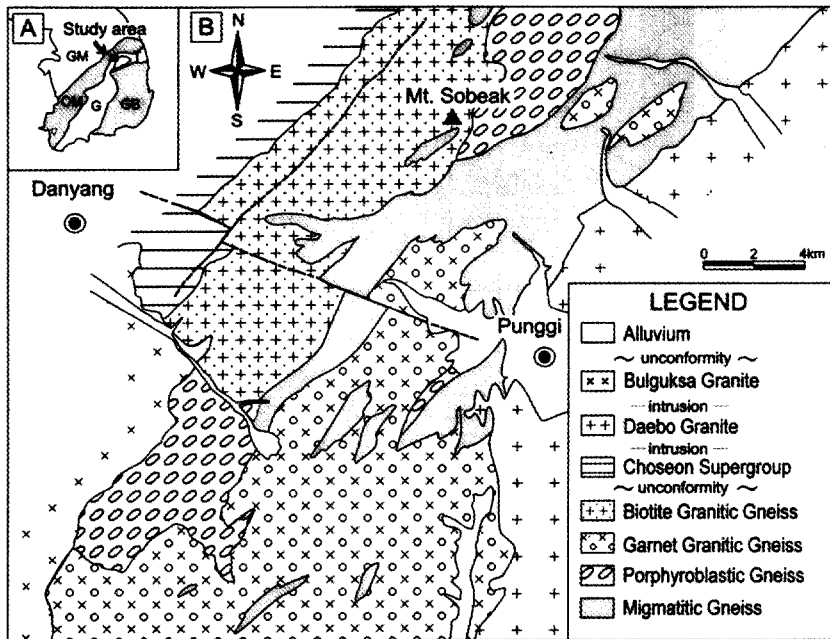


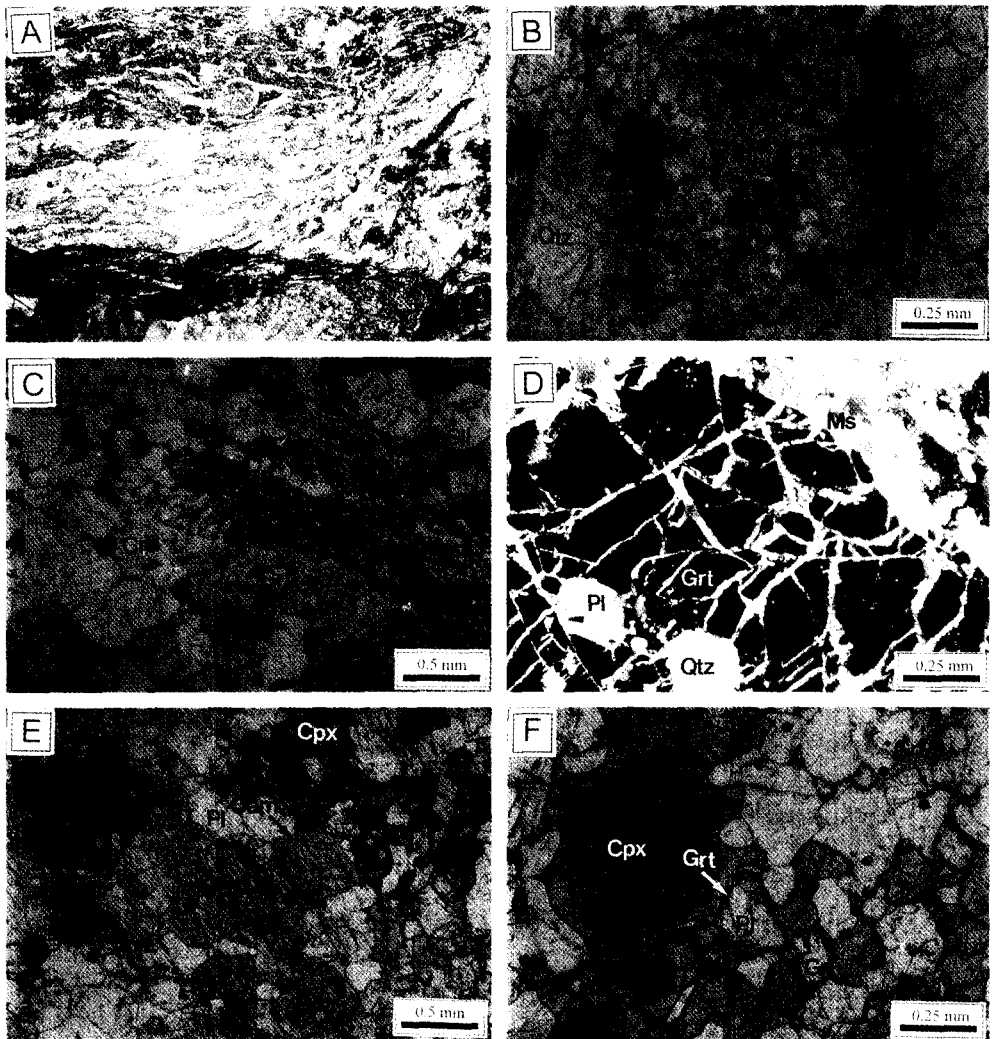
Fig. 1. The geologic map of the study area, modified from 1 : 50,000 geologic maps of Danyang(Won and Lee, 1967), Sangkumgok(Shin and Choi, 1968) and Punggi(Lee *et al.*, 1989). GM, Gyeonggi Massif; OM, Ogcheon Metamorphic Belt; T, Tebeaksan area of the Sobeaksan Massif; G, Girisan area of the Sobeaksan Massif; GB, Gyeongsan Basin.

### 지질개요

연구지역의 편마암복합체는 조선누층군과 접하며 중생대의 대보 및 불국사 화강암에 의하여 관입되어 있다(원종관과 이하영, 1967; 신병우와 최승일, 1968; 이종혁 외, 1989). 소백산육괴와 조선누층군은 전통적으로 부정합의 관계로 알려져 왔으나 천동리지역에 대한 권성택 외(1995)의 연구에 의하면 반취성전단대와 연관된 단층접촉으로 해석되었다. 연구지역의 소백산편마암복합체는 중앙부에 미그마

타이트질 편마암과 점이적인 접촉관계를 보이는 반상변정질 편마암을 중심으로 남동부에는 석류석 화강암질 편마암이 북동부에는 흑운모 화강암질 편마암이 각각 관입하고 있다(Fig. 1). 소량으로 산출되는 변성염기성암들은 미그마타이트질 편마암내에 부우던 형태를 이루거나 화강암질 편마암들에 포획되어 있다. 조선누층군과 연구지역의 편마암들은 동측에서는 주라기 화강암에 의해 그리고 서측에서는 백악기 화성암에 의해 관입되고 있다.

미그마타이트질 편마암의 주향은 주로 N30-45°E



**Fig. 2.** (A) Stromatic structure of the migmatitic gneiss, (B) fibrous sillimanite in the transitional zone of amphibolite to granulite facies, (C) garnet-cordierite-sillimanite-biotite assemblage in the migmatitic gneiss, (D) plagioclase inclusion within garnet porphyroblast in the garnet granitic gneiss, (E) orthopyroxene-clinopyroxene-biotite-plagioclase assemblage in the metabasite, (F) thin layer garnet between clinopyroxene and plagioclase in the Grt-Cpx metabasite. Mineral abbreviation are modified from Kretz(1973).

로 호상구조 혹은 티그마틱(Ptygmatic) 습곡구조가 우세하며 우백질부가 우흑질부를 절단하는 구조도 관찰된다(Fig. 2A). 미그마타이트질 편마암의 주 구성광물은 석영, 사장석, 피어사이트, 흑운모 등이며, 석류석, 규선석, 근청석, 스피넬, 강옥, 티탄철석 등의 변성광물이 변성정도에 따라 관찰된다. 석영은 주로 중립 내지 조립질이며 장석류는 알바이트 쌍정을 이루는 사장석과 주로 피어사이트 조직을 보이는 K-장석이다. 흑운모는 대체로 미그마타이트질 편마암의 엽리면과 평행하며 벽개면을 따라 녹니석화되어 있다. 석류석은 주로 반상변정을 이루며 벽개면을 따라 녹니석과 백운모화 되어 있다. 규선석은 주상을 이루는 자형과 침상형의 두 종류가 관찰된다(Fig. 2B, C). 주상을 이루고 있는 규선석은 근청석과 공존하고 있으며 침상 내지 섬유상을 이루는 규선석은 흑운모 화강암질 편마암과 인접한 지역에서 백운모와 공존하고 있다. 근청석은 석영, 강옥, 괴상의 규선석, 티탄철석등을 포획하고 있는 포이킬로변정을 이루며 일부는 피나이트(pinite)화 되어 있다.

미그마타이트질 편마암에서 반상변정질 편마암으로 갈수록 K-장석 반상변정의 양이 증가하는 점적인 관계를 보인다. 반상변정질 편마암에서 반상변정들은 2-5 cm로 피어사이트 조직을 이루는 K-장석이 우세하며 간혹 사장석과 석영의 결합체도 나타난다. 변형작용의 영향에 의해 안구상 조직을 이루는 경우도 있다. 기질부는 석영과 사장석이며 흑운모는 주로 엽리면을 이루며 각섬석, 녹염석등이 부수광물로 나타나며 후퇴변성시 생성된 2차의 백운모와 녹니석등이 관찰된다.

석류석 화강암질 편마암은 괴상으로 엽리의 발달이 미약하며 미그마타이트질 편마암과 변성염기성암들을 포획하고 있으며 0.5-1 cm의 석류석 반상변정들을 함유하고 있다. 주 구성광물은 석영, 사장석, K-장석, 석류석, 흑운모이며 부수광물로는 각섬석, 녹니석, 백운모, 티탄철석등이 나타난다. 기질부의 흑운모는 주로 진한 갈색이나 석류석과 접하는 부분에서는 후퇴변성작용시 생성된 연한 갈색 내지 녹색의 흑운모가 나타난다. 석류석은 미그마타이트질 편마암의 석류석에 비해 결정크기가 크며 세립의 흑운모가 다수 포획되어 있으며 사장석이 포획된 경우도 있다(Fig. 2D). 석류석-사방휘석 백립암이 석류석 화강암질 편마암지역에서 나타난다. 석류석-사방휘석 백립암은 석류석 화강암질 편마암에 비하여 상대적으로 입도가 작은 중립질이며 석류석 반상변정이 적은 것이 특징이며 석류석 화강암질

편마암내에 포획되어 있다. 사방휘석들의 주변부는 대부분 사방각섬석화된 코로나 구조를 보인다.

흑운모 화강암질 편마암은 미그마타이트질 편마암과의 경계부에서 변성퇴적암류의 잔류물을 포획하는 관입점촉을 보인다. 흑운모 화강암질 편마암은 외견상 석류석 화강암질 편마암과 비슷하나 석류석이 거의 관찰되지 않으며 엽리는 미약하나 N30-50°E의 방향을 보여주고 있다. 주 구성광물은 석영, 장석, K-장석, 흑운모, 백운모이며, 드물게 규선석과 석류석이 관찰된다. 규선석은 다른 암상과는 달리 침상으로 백운모와 함께 나타난다. 석류석은 석류석 화강암질 편마암에 비해 결정이 작고 백운모와 함께 나타난다. 녹염석은 일부 지역에서 2차적인 형태로 나타난다.

소백산육괴는 경기육괴에 비하여 변성염기성암의 산출이 드문 것으로 알려져 있다. 연구지역에서도 변성염기성암은 소규모로 미그마타이트질 편마암내에 부우던 형태를 이루거나 화강편마암류내에 포획암으로 나타나고 있어 지질도상에 표기하기 어렵다. 변성염기성암은 주로 사장석과 각섬석을 이루는 경우와 단사휘석±사방휘석-사장석-석영의 광물조합을 이루는 경우가 있다(Fig. 2E). 그리고 일부 지역에서 변성염기성암에서는 단사휘석과 사장석이 접하는 부분에서 얇은 띠모양의 석류석이 생성되어 석류석-단사휘석-사장석-석영의 광물조합을 이루는 경우도 있다(Fig. 2F).

## 변성작용

풍기지역의 소백산편마암복합체는 북서부에서 남동부 방향으로 엠피블라이트상대에서 엠피블라이트상-백립암상 점이대를 거쳐 백립암상으로 변성도가 증가한다(Fig. 3). 엠피블라이트상의 변성작용이 우세한 북서부의 흑운모 화강암질 편마암의 대표적인 광물조합은 흑운모-백운모-K-장석-사장석±석류석±녹염석이다. 흑운모 화강암질 편마암에서는 석류석은 산출량이 적고 세립질이기 때문에 변성환경을 유추하기 어렵다. 엠피블라이트상-백립암상의 점이대의 편마암들에서는 엠피블라이트상대에 비해 석류석의 모드양이 증가하며 백운모의 내부 또는 각부에서 침상 또는 섬유상의 규선석이 생성되어 있다. 백립암상대에서는 백운모가 거의 관찰되지 않는다. 따라서 엠피블라이트상대와 백립암상대의 경계는 2차 규선석 등시선을 지시하는 변성반응 (1)에 의해 구분되며 이 점이대에서는 백운모와 규선석이 함께 안정됨을 알 수 있다.

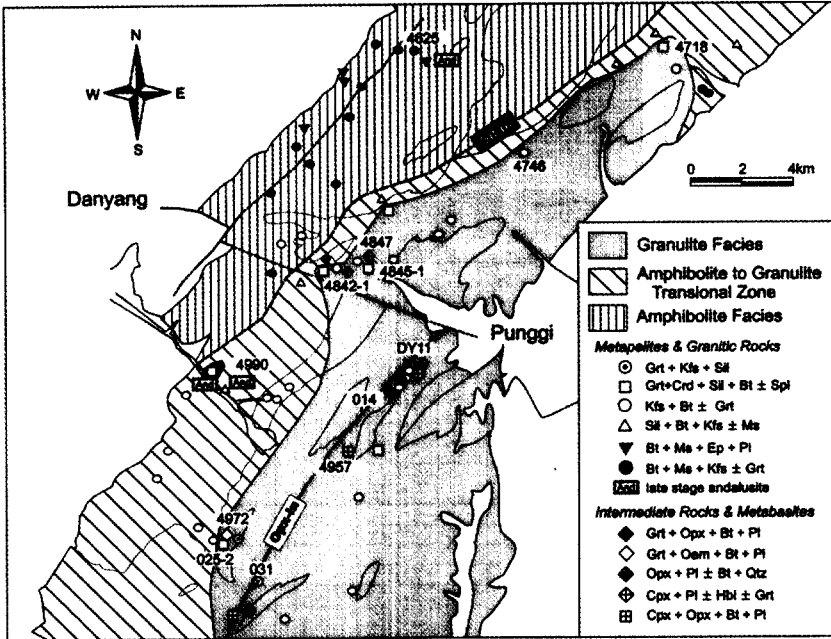
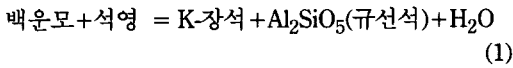
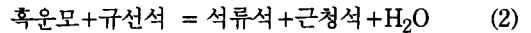


Fig. 3. The metamorphic facies map and mineral assemblages of the study area.



백립암상에 해당하는 미그마타이트질 편마암과 석류석 화강암질 편마암중 전암상분중 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>과 MgO가 높은 암석에서(Table 1) 석류석-근청석-규선석-흑운모-K-장석의 광물조합이 나타나며 이중 일부 시료에서는 스피넬, 강옥등이 근청석의 내부에서 나타난다. 석류석과 근청석을 생성하는 변성반응을 지시하는 구조는 관찰하기 힘들다. 일반적으로 백립암상 암석에서 이들 광물이 생성되는 대표적인 전

진변성반응은 아래와 같다.



하지만 근청석은 압력하강시 석류석, 규선석, 석영의 광물조합이 반응 (3) 혹은 (4)에서와 같이 반응하여 생성되기도 하며 반응식 (3)과 (4)에 의한 근청석 형성은 경기육괴에 대한 연구에서 압력하강의 증거로 사용되었다(권용완 외, 1997; 조윤희 외, 1996).

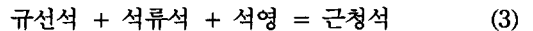


Table 1. Representative chemical composition of the gneisses in the study area.

Rock type	*Mig Gn	Mig Gn	Grt Gr Gn	Bt Gr Gn	Grt-Opx Grn.	Metaba
SiO <sub>2</sub>	42.64	69.98	68.04	68.58	50.86	48.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.69	15.01	14.96	15.09	19.42	14.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	14.74	4.55	6.19	6.54	9.51	13.73
TiO <sub>2</sub>	1.36	0.80	0.70	0.61	0.92	0.86
MnO	0.12	0.05	0.08	0.08	0.06	0.19
CaO	1.34	3.02	3.62	1.59	6.49	12.67
MgO	5.86	1.83	2.25	2.03	4.80	7.79
K <sub>2</sub> O	3.17	1.92	1.43	2.76	2.05	0.20
Na <sub>2</sub> O	1.30	2.64	1.93	2.00	2.96	0.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.03	0.09	0.83	0.08
L.O.I	1.63	0.00	0.58	0.65	0.42	0.46
Total	97.93	99.85	99.82	100.01	98.30	99.17

\*, cordierite bearing migmatitic gneiss; Gn, gneiss; Grn, granulite; Gr, granitic; Metaba, metabasite;

\*\*, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> as Total FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; L.O.I, loss of ignition

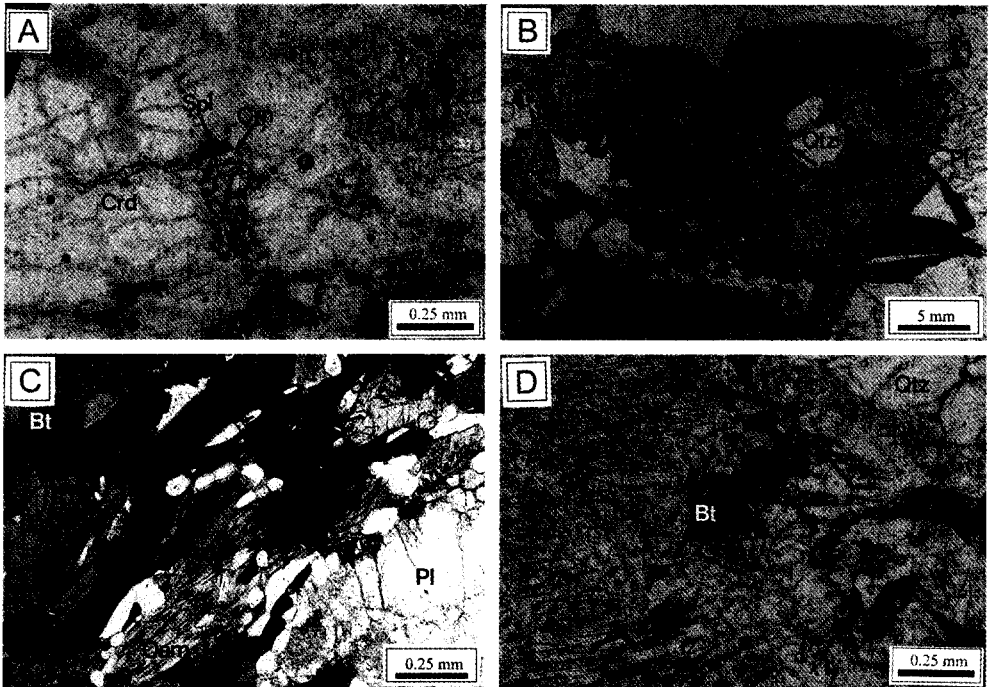
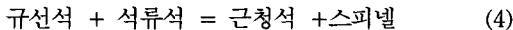


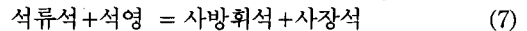
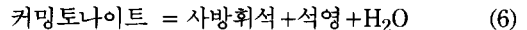
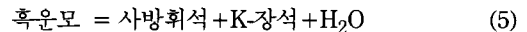
Fig. 4. (A) corundum cross cut spinel within cordierite porphyroblast in the migmatitic gneiss, (B) Corroded garnet and quartz inclusion in orthoamphibole altered from orthopyroxene, (C) hornblende-orthoamphibole-plagioclase-biotite mineral assemblages of the metabasites in the amphibolite facies, (D) late stage andalusite which crosscut high Ti biotite.



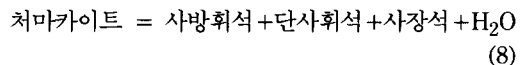
본 연구에서는 스피넬이 근청석내에서 나타나는 것으로 보아 반응식 (2), (3) 보다는 (4)에 의해 형성되었을 가능성이 높다. 또한 스피넬을 절단하고 있는 강옥은 후퇴변성작용에 의해 생성된 것으로 추정된다(Fig. 4A).

사방휘석을 함유하고 있는 백립암체들은 주로 사방휘석-사장석±석류석±흑운모-석영의 광물조합을 보이며 사방휘석의 생성을 지시하는 직접적인 조직은 관찰하기 힘들다. 사방휘석은 변성이질암에서 흑운모의 탈수반응인 반응식 (5)에 의해 또는 Ca함량이 낮은 중성 내지 염기성 변성암류에서는 커밍토나이트 소멸반응인 반응식 (6)에 의해 생성된다. 사방휘석-사장석-석영의 광물조합을 가지는 백립암들은 흑운모의 존재여부와 관계없이 반응식 (6)에 의해 사방휘석이 생성된 것으로 추정된다(Fig. 2E). 그러나 석류석-사방휘석-흑운모-사장석의 광물조합을 보이는 시료 014는 K-장석이 나타나지 않고 사방휘석의 위형(pseudomorph)을 이루는 사방각섬석내에 석류석과 석영이 함께 잔존하고 있어 석류석의 소

모반응을 거치며 사방휘석이 생성되었을 가능성이 높다(Fig. 4B).



Ca함량이 높은 변성염기성들은 상부 엠피블라이트상 내지 엠피블라이트상대에서 각섬석-단사휘석-사장석±석류석±석영의 광물조합(Fig. 4C)을 보이나 백립암상대에서는 사방휘석-단사휘석-사장석±석영의 광물조합을 보이고 있어 각섬석의 소멸에 의한 사방휘석의 생성을 지시하는 반응식 (8)이 발생하였음을 지시한다(Fig. 2E).



백립암의 사방휘석들은 후퇴변성작용에 의하여 주변부가 사방각섬석으로 변하여 엠피블라이트상의 광물군인 석류석-사방각섬석-사장석의 광물군이 형성된다. 또한 시료 4842-1과 DY11의 변성염기성암에서는 사장석과 단사휘석이 접하는 접촉부에서 석

Table 2. Representative composition of plagioclase in the study area.

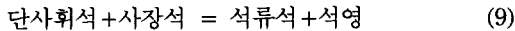
Rock Sample	Mgn 4845-1	Mgn 4845-1	Mgn 025-2	Ggn 031	Ggn 031	Ggn 031i	Bgn 4625	Bgn 4625	Gopx 014	Gopx 014	Goam 4972	Goam 4972	Mba DY11	Mba 4847
SiO <sub>2</sub>	63.50	60.54	60.74	58.58	58.73	56.63	61.19	62.87	57.92	53.77	56.32	55.93	44.17	47.31
TiO <sub>2</sub>	0.01	-	0.01	0.01	0.09	-	-	-	0.07	0.21	-	0.05	-	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.76	24.29	24.07	26.27	25.74	27.19	24.01	23.30	26.45	29.50	27.40	27.36	34.51	33.21
FeO	0.13	0.07	-	-	0.08	0.14	-	-	0.19	0.10	0.04	-	0.41	-
MnO	-	0.05	0.14	-	0.05	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-
CaO	3.83	5.84	6.16	7.68	7.54	9.38	5.81	4.34	8.09	11.69	9.51	9.70	19.18	16.40
Na <sub>2</sub> O	8.81	8.01	7.66	6.84	7.07	6.22	7.88	8.66	6.63	4.83	5.95	5.87	0.84	1.97
K <sub>2</sub> O	0.13	0.20	0.45	0.18	0.09	0.08	-	-	0.27	0.09	0.03	0.04	-	0.04
Total	99.17	99.00	99.23	99.56	99.39	99.64	98.89	99.17	99.62	100.21	99.25	98.95	99.11	98.93

Cations per 8 oxygens														
Si	2.821	2.717	2.722	2.624	2.636	2.551	2.739	2.794	2.601	2.425	2.544	2.536	2.066	2.190
Al	1.191	1.284	1.271	1.386	1.361	1.442	1.266	1.220	1.399	1.567	1.458	1.461	1.901	1.810
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.007	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.005	0.003	0.000	0.000	0.003	0.005	0.000	0.000	0.007	0.004	0.002	0.000	0.016	0.000
Mn	0.000	0.002	0.005	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.182	0.281	0.296	0.369	0.363	0.453	0.279	0.207	0.389	0.565	0.460	0.471	0.961	0.813
Na	0.759	0.697	0.666	0.594	0.615	0.543	0.684	0.746	0.577	0.422	0.521	0.516	0.076	0.177
K	0.007	0.011	0.026	0.010	0.005	0.005	0.000	0.000	0.015	0.005	0.002	0.002	0.000	0.002
Xab	0.80	0.71	0.67	0.61	0.63	0.54	0.71	0.78	0.59	0.43	0.53	0.52	0.07	0.18
Xan	0.19	0.28	0.30	0.38	0.37	0.45	0.29	0.22	0.40	0.57	0.47	0.48	0.93	0.82
Xor	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00

Mgn, Migmatitic Gneiss; Ggn, Garnet Granitic Gneiss; Bgn, Biotite Granitic Gneiss; Gopx, Garnet-Opx Granulite; Goam, Garnet-Oam Rocks; Mba, Metabasite; i, inclusion; Xab=Na/(Na+Ca+K), Xan=Ca/(Na+Ca+K), Xor=K/(Na+Ca+K)

류석이 더상으로 나타나는 후퇴변성작용을 겪어 아래의 반응이 관찰된다.



북서부에서 나타나는 홍주석은 Ti 함량이 높은 혹은 온모(광물화학 참조)와 백운모를 포획하거나 절단하고 있는 구조를 보이고 있어 홍주석이 후퇴변성작용 후기에 생성되었음과 후퇴변성작용이 규산석 안정영역을 거쳐 홍주석 안정영역까지 계속되었음을 지시한다(Fig. 4D). 하지만 홍주석을 포함한 시료가 백악기 화강암 주변에서 나타나는 것은 홍주석을 포함한 광물군이 연구지역의 광역변성작용과 관련 없이 백악기 화강암의 접촉변성작용에 의해 국부적으로만 형성되었을 가능성도 있다.

북서부에서 남동부로 변성정도가 증가하는 분대는 후퇴변성작용들에 의해 변성대를 명확히 구분하기에는 어려움이 있다. 전술한 상부엠피블라이트상 혹은 엠피블라이트상에 해당하는 후퇴변성작용이 전 연구지역에 우세하게 나타나며 이는 후퇴변성작용 이전에 일어난 백립암상 변성작용을 포함한 변성작용들의 증거들이 잘 관찰되어지지 않도록 한다.

### 광물화학

광물의 화학조성을 알기위해 전자현미분석(EPMA)

을 실시하였다. 전자현미분석은 고려대학교 전략광물자원센터(CMR)의 JEOL JXA-8600SX를 사용하였으며 분석시 가속전압은 15KV, 빔 직경은 5 μm, 빔 전류는 0.01 nm이며 분석치 보정은 ZAF 방법을 사용하였다.

### 장석류

장석은 모든 암석에서 풍부하게 나타나며 사장석과 K-장석으로 구성되어 있다. K-장석은 반상변질 편마암에 특히 우세하게 나타나며 직경 3-4 cm의 거정질 퍼어사이트구조를 보이고 있다. 사장석은 산소 8개로 표준화하였다(Table 2, Fig. 5). 미그

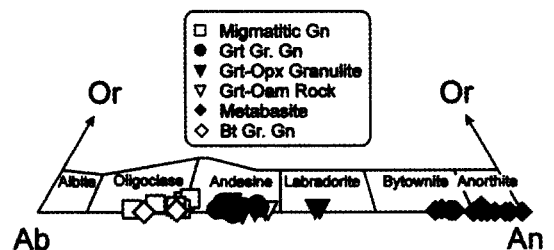


Fig. 5. Compositional variation of plagioclase in the study area. The composition of plagioclase in the metapelites and metabasites belong to oligoclase-andesine and bytownite-anorthite, respectively.

마타이트질 편마암과 흑운모 화강암질 편마암의 사장석은 올리고클레이스( $An_{19.2-30}$ )에 해당한다. 석류석 화강암질 편마암의 기질부 사장석은 안데신( $An_{36.9-45.3}$ )에 해당하며 석류석 화강암질 편마암 031에서 석류석내에 포획되어 있는 사장석은  $An_{45.0-45.3}$ 로 기질부의 사장석( $An_{36.9-41.3}$ )보다  $An$  함량이 높다. 이는 석류석 중심부가 형성될 시기에 석류석 주변부가 형성될 시기에 비해  $An$  함량이 높은 사장석이 안정되게 나타났음을 지시한다. 석류석-사방휘석 백립암내의 사장석은 안데신에서 라브라도라이트( $An_{40.4-57.9}$ )로 비교적 넓은 범위를 보이며 석류석-사방각섬석을 함유한 암석은 안데신( $An_{46.8-47.6}$ )에 해당한다. 변성염기성암내의 사장석은 비토나이트-아노르사이트 영역( $An_{82.97.50}$ )을 보인다. 사장석의 조성들은 기원암의 조성에 따라 다르나 동일 암상내에서는 비교적 균질한 조성을 이루고 있다.

**흑운모**

흑운모는 이질기원 변성암의 주 구성광물로 호상 구조가 우세한 미그마타이트질 편마암과 흑운모 화강암질 편마암의 편리와 평행하게 배열되어 있다. 또한 이들은 석류석 화강암질 편마암에서 석류석과

접하고 있는 경우 녹니석으로 치환되어 있는 것이 흔히 관찰된다. 흑운모의 조성적 변화를 알아보기 위해 무수산소 11개로 표준화한 후  $Fe/(Fe+Mg)$ 의 변화에 대한  $Al(IV)$ 의 변화를 도시하였다(Table 3, Fig. 6).  $Fe/(Fe+Mg)$ 비는 미그마타이트질 편마암에서 0.34-0.78로 넓은 범위를 보인다. 그러나 석류석 화강암질 편마암은 0.41-0.55, 석류석-사방휘석 백립암은 0.34-0.51, 석류석-사방각섬석을 함유한 암석은 0.51-0.53, 흑운모 화강암질 편마암은 0.61로 미그마타이트질 편마암에 비해 좁은 범위를 보인다. 이에 반해  $Al(IV)$ 의 함량은 전체 암석에서 1.20-1.39로 비교적 일정하다. 석류석 화강암질 편마암과 미그마타이트질 편마암의 석류석과 석류석-사방휘석 백립암의 사방휘석은 흑운모들을 포획하고 있다. 석류석 또는 사방휘석내에 포획되어 있는 흑운모들은 석류석의 가장자리에 접하고 있는 흑운모들에 비하여  $Ti$ 함량이 높아 후퇴변성작용중에 불활성(*inert*)이었음을 지시한다. 특히 시료 4990에서 홍주석에 의해 절단되어있는 흑운모의  $Ti$  함량이 0.204-0.267로 높아 백립암상의 변성작용이후 홍주석이 생성되었음을 지시한다. 또한 석류석과 접하고 있는 흑운모들은 대부분 낮은  $Ti$  함량을 보여 후퇴변성작용시 생성되었음을 지시하나 일부 흑운모는  $Ti$ 함량이 높

**Table 3.** Representative composition of biotite in the study area.

Rock	Mgn	Mgn	Mgn	Mgn	Mgn	Mgn	Ggn	Ggn	Ggn	Bgn	Gopx	Gopx	Gopx	Gopx	Goam
Sample	4718	4718	4746	4845-1	025-2	4990	031	031	031	4625	014	014	014	014	4972
Location	in	rim	rim	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	rim	rim	in	matrix	rim	rim	in
SiO <sub>2</sub>	36.30	35.24	35.37	34.56	33.79	33.40	34.93	34.94	35.21	34.64	35.65	34.99	35.85	35.28	35.87
TiO <sub>2</sub>	3.71	3.49	1.86	2.52	3.23	3.43	1.40	2.21	0.58	0.90	3.41	5.36	1.69	0.58	1.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.59	17.30	18.29	17.84	18.78	18.51	18.09	17.61	18.43	18.72	16.00	15.01	16.42	17.26	16.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0.24	0.11	0.16	0.09	-	0.16	-	-	-	0.14	0.03	0.05
FeO	14.62	15.82	20.88	20.28	22.40	24.47	19.52	19.15	19.24	21.94	18.93	19.98	18.73	19.80	18.31
MnO	-	-	-	0.08	0.13	-	-	-	0.03	-	0.53	-	-	0.12	-
MgO	13.07	11.63	8.42	8.29	6.20	4.71	10.51	10.22	10.40	7.98	11.35	10.76	11.83	11.53	11.40
CaO	-	-	-	0.05	-	0.09	-	-	-	-	-	-	0.03	-	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.46	0.28	0.37	0.42	0.44	0.41	0.45	0.49	0.59	0.29	0.44	0.42	0.35	0.41	0.52
K <sub>2</sub> O	9.63	9.35	9.66	9.80	9.68	9.95	9.65	9.77	10.09	9.19	8.98	8.82	9.32	9.41	9.80
Total	95.38	93.11	94.85	94.08	94.76	95.13	94.64	94.42	94.70	94.19	94.76	95.34	94.36	94.42	94.76
Cations per 11 oxygens															
Si	2.706	2.708	2.732	2.699	2.646	2.639	2.694	2.700	2.715	2.711	2.730	2.685	2.757	2.728	2.749
Al(IV)	1.294	1.292	1.268	1.301	1.354	1.361	1.306	1.300	1.285	1.289	1.270	1.315	1.243	1.272	1.251
Al(VI)	0.250	0.274	0.396	0.340	0.378	0.361	0.337	0.303	0.388	0.436	0.173	0.041	0.244	0.300	0.264
Ti	0.208	0.202	0.108	0.148	0.190	0.204	0.081	0.128	0.034	0.053	0.196	0.309	0.098	0.034	0.112
Fe <sub>2+</sub>	0.911	1.017	1.349	1.325	1.467	1.617	1.259	1.238	1.241	1.436	1.212	1.282	1.204	1.281	1.173
Cr	0.000	0.000	0.000	0.015	0.007	0.010	0.005	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.009	0.002	0.003
Mn	0.000	0.000	0.000	0.005	0.009	0.000	0.000	0.002	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000
Mg	1.452	1.333	0.970	0.965	0.724	0.555	1.208	1.178	1.195	0.931	1.296	1.231	1.356	1.329	1.302
Ca	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007
Na	0.066	0.042	0.055	0.064	0.067	0.063	0.067	0.073	0.088	0.044	0.065	0.062	0.052	0.061	0.077
K	0.916	0.917	0.952	0.976	0.967	1.003	0.949	0.963	0.992	0.917	0.877	0.863	0.914	0.928	0.958
X <sub>Fe</sub>	0.39	0.43	0.58	0.58	0.67	0.74	0.51	0.51	0.51	0.61	0.48	0.51	0.47	0.49	0.47

Same abbreviations in Table 1 are used. in, inclusion of garnet or Opx; rim, contact with garnet;  $X_{Fe}^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ .



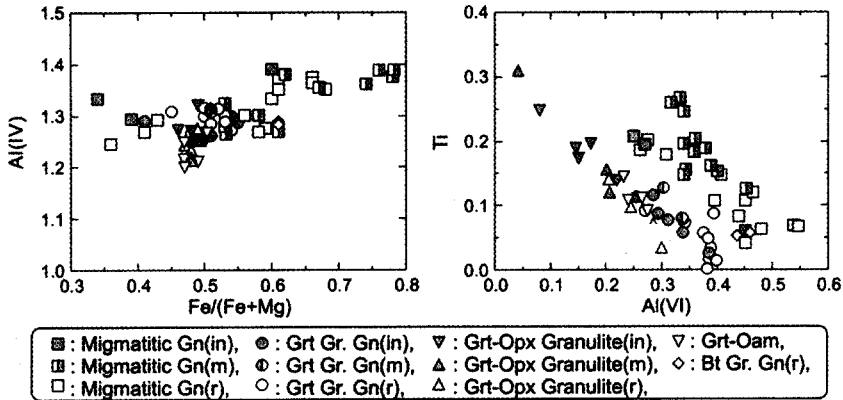


Fig. 6.  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  vs Al(IV) and Al(VI) vs Ti of biotite in the study area. The composition variation of biotite shows slightly different due to the rock chemistry. Ti contents of biotite inclusion(in) of the garnet and orthopyroxene and matrix biotite(m) are higher than that of biotite contact with garnet(r).

아 후퇴변성작용이전에 존재하였던 흑운모도 국지적으로 남아있음을 지시한다.

**석류석**

석류석은 미그마타이트질 편마암과 석류석 화강암질 편마암에서 5-10 mm의 반상변형을 이루며 흑

운모와 함께 녹니석과 백운모로 변질되어 있다. 전자현미분석된 석류석은 산소 12개로 표준화하였다 (Table 4). 미그마타이트질 편마암과 석류석 화강암질 편마암에서 나타나는 석류석은 각각  $Alm_{72-83}Prp_{17-25}Sps_{0-4}Grs_{2-4}$ ,  $Alm_{66-79}Prp_{14-27}Sps_{1-4}Grs_{3-5}$ 으로 그로슬라와 스페서틴 함량이 낮은 알만틱 석류석이나 흑운모 화강암질 편마암은  $Alm_{65-74}Prp_6$ .

Table 4. Representative composition of garnet in the study area.

Rock Sample	Mgn 4845-1	Mgn 4845-1	Mgn 025-2	Mgn 025-2	Mgn 4718	Ggn 031	Ggn 031	Bgn 4625	Bgn 4625	Gopx 014	Gopx 014	Goam 4972	Goam 4972	Mba DY11	Mba 4842-1
SiO <sub>2</sub>	37.90	37.35	36.64	36.38	37.19	37.90	36.91	36.29	36.42	37.49	37.89	37.29	37.33	37.01	36.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.41	21.23	20.79	20.67	21.02	21.73	20.91	20.98	20.54	21.52	21.45	20.79	21.37	20.53	20.44
FeO	32.28	33.61	35.78	36.06	34.61	30.65	33.82	32.99	28.67	30.74	30.45	33.13	30.79	28.44	26.86
MnO	0.18	0.36	1.18	2.96	0.58	0.68	1.71	6.25	11.37	0.99	0.90	1.79	1.77	4.44	5.91
MgO	6.37	5.91	3.18	1.67	4.75	6.61	3.85	2.16	1.40	6.20	7.00	4.10	5.38	2.14	1.66
CaO	0.77	0.93	1.04	1.00	0.73	1.75	1.36	1.15	1.09	2.08	1.86	1.99	1.93	6.99	7.78
Na <sub>2</sub> O	0.38	0.33	0.41	0.30	0.26	0.20	0.53	-	0.25	0.40	0.47	0.34	0.19	-	0.34
Total	99.29	99.72	99.02	99.04	99.14	99.52	99.09	99.82	99.74	99.42	100.02	99.43	98.76	99.55	99.61
Cations per 12 oxygens															
Si	2.993	2.951	2.966	2.979	2.983	2.973	2.966	2.952	2.974	2.951	2.951	2.986	2.980	2.978	2.940
Al(IV)	0.007	0.049	0.034	0.021	0.017	0.027	0.034	0.048	0.026	0.049	0.049	0.014	0.020	0.022	0.060
Al(VI)	1.983	1.926	1.947	1.973	1.968	1.980	1.944	1.963	1.950	1.946	1.918	1.946	1.989	1.924	1.873
Fe <sup>2+</sup>	2.132	2.221	2.422	2.470	2.321	2.010	2.273	2.245	1.958	2.024	1.983	2.218	2.055	1.914	1.804
Mg	0.750	0.696	0.384	0.204	0.568	0.773	0.461	0.262	0.170	0.728	0.813	0.489	0.640	0.257	0.199
Mn	0.012	0.024	0.081	0.205	0.039	0.045	0.116	0.431	0.787	0.066	0.059	0.121	0.120	0.303	0.402
Ca	0.065	0.079	0.090	0.088	0.063	0.147	0.117	0.100	0.095	0.175	0.155	0.171	0.165	0.603	0.669
Na	0.058	0.051	0.064	0.048	0.040	0.030	0.083	0.000	0.040	0.061	0.071	0.053	0.029	0.000	0.053
X <sub>Alm</sub>	0.72	0.74	0.81	0.83	0.78	0.68	0.77	0.74	0.65	0.68	0.66	0.74	0.69	0.62	0.59
X <sub>Prp</sub>	0.25	0.23	0.13	0.07	0.19	0.26	0.16	0.09	0.06	0.24	0.27	0.16	0.22	0.08	0.07
X <sub>Grs</sub>	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.06	0.05	0.06	0.06	0.20	0.22
X <sub>Sps</sub>	0.00	0.01	0.03	0.07	0.01	0.02	0.04	0.14	0.26	0.02	0.02	0.04	0.04	0.10	0.13
X <sub>Fe</sub>	0.74	0.76	0.86	0.92	0.80	0.72	0.83	0.90	0.92	0.74	0.71	0.82	0.76	0.88	0.90

Same abbreviations in Table 1 are used.  $X_{alm}$ ,  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$ ;  $X_{Prp}$ ,  $Mg/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$ ;  $X_{Grs}$ ,  $Ca/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$ ;  $X_{Sps}$ ,  $Mn/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$ ;  $X_{Fe}$ ,  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ .

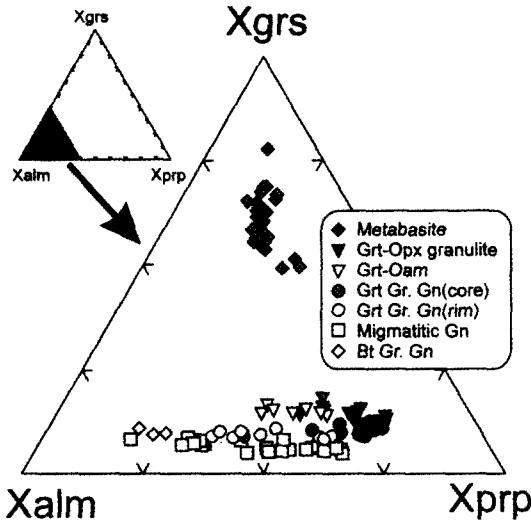


Fig. 7. Compositional variation of garnet in the study area.  $X_{prp}$  of core part higher than that of rim part in the garnet granitic gneiss. Garnet in the migmatitic gneiss is difficult to discern between core and rim by retrograde metamorphism.

9Sps<sub>14-26</sub>Grs<sub>3</sub>로 스페서틴 함량이 높고 변성염기성 암은 Alm<sub>56-66</sub>Prp<sub>4-13</sub>Sps<sub>3-14</sub>Grs<sub>19-27</sub>로 그로슬라 함량이 높다. 또한 석류석-사방휘석 백립암의 석류석은 Alm<sub>66-73</sub>Prp<sub>20-27</sub>Sps<sub>1-3</sub>Grs<sub>5-7</sub>의 조성을 보이며 석류석-사방각섬석-흑운모-사장석의 광물조합을 보이는 시료 4972는 Alm<sub>69-74</sub>Prp<sub>16-22</sub>Sps<sub>4</sub>Grs<sub>6</sub>로 석류석-사방휘석 백립암에 비해 낮은 파이로프 함량을 보인다(Fig. 7). 석류석의 조성변화는 일차적으로 기원암의 조성에 의해 규제를 받으나 후퇴변성작용의 영향에 의해 파이로프 함량이 감소하고 알만딘 함량이 증가하는 현상이 석류석 화강암질 편마암과 석류석-사방휘석 백립암에서 명확히 관찰된다. 미그마타이트질 편마암은 석류석 반상변정이 대부분 후퇴변성작용에 의해 백운모와 녹니석화 되어 중심부와 가장자리의 조성을 구분하기 힘들으나 석류석 화강암질 편마암에서 중심부와 가장자리를 구분하여 도시한 결과 명확한 조성적 차이를 보인다. 이러한 특징은 석류석의 누대구조에서 특히 잘 관찰된다(Fig. 8). 시료 031에서 알만딘 조성은 중앙부에서 Alm<sub>67-68</sub>로 성분 변화가 거의 없다가 가장자리에서 Alm<sub>79</sub>로 급격히 증가하며 파이로프는 이와 반대로 감소하는 현상이 관찰된다. 이러한 특징은 상부 앰피블라이트 내지 백립암상의 변성상 이후 후퇴변성작용시 생성되는 확산형 누대구조를 지시한다(Tracy, 1982).

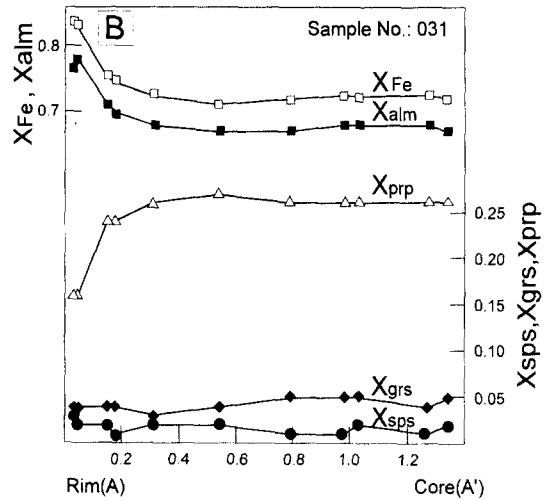
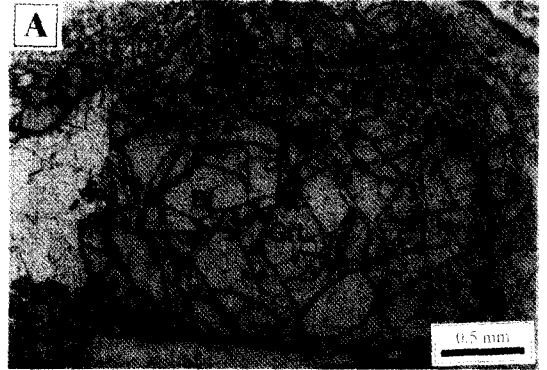


Fig. 8. Photomicrographs(A) and compositional profiles(B) of the garnet granitic gneiss sample 031. Toward the rim,  $X_{Fe}$  and  $X_{alm}$  are increased whereas  $X_{prp}$  is decreased by the retrogression process.

### 휘석 및 각섬석

휘석은 석류석-사방휘석 백립암과 변성염기성암들에서 나타난다. 백립암내의 사방휘석은 주로 흑운모, 사장석, 석류석과 공생하며 주변부는 후퇴변성작용의 영향에 의해 사방각섬석으로 치환되며 코로나(corona)조직을 보인다. 사방휘석이 나오는 경우 석류석 화강암질 편마암보다 석류석의 모드양이 적다. 백립암과 변성염기성암내의 사방휘석의 조성은 En<sub>48.89-50.83</sub> Fs<sub>48.59-50.69</sub> Wo<sub>0.28-0.80</sub>로 비교적 일정하다. 변성염기성암내의 단사휘석의 조성은 En<sub>32.91-34.00</sub> Fs<sub>20.42-25.40</sub> Wo<sub>40.60-46.67</sub>이다(Fig. 9, Table 5). 변성염기성암에서의 각섬석은 주로 Ca-각섬석으로 철질 내지 마그네시오 각섬석에 해당한다. 이들은 후퇴변성작용에 의해 양기석으로 치환

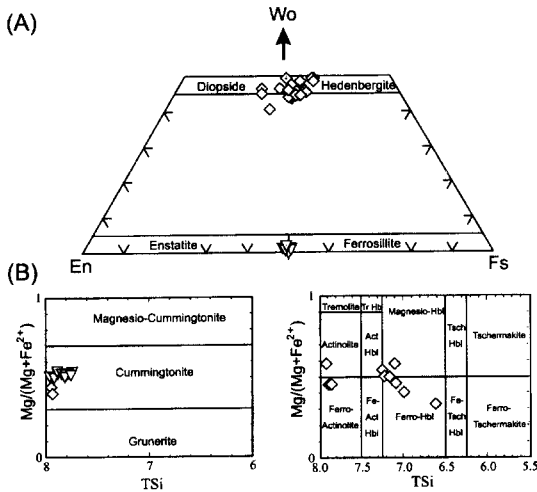


Fig. 9. Compositional variation of pyroxene(A) and amphibole(B) in the study area. Symbols are the same as Fig. 5.

된다. 석류석-사방회석 백립암에서는 사방회석 주변부를 Fe-Mg 사방각섬석이 둘러싸고 있으며 사방회석과 접하는 내부에서 외각부로 갈수록 XFe 함량이 0.217-0.233에서 0.457-0.494로 증가한다.

### 기타광물

알루미나 규산염광물은 규선석과 홍주석이 관찰되며 규선석은 주상 또는 침상의 구조를 보이고 있다. 흑운모 화강암질 편마암에서는 나타나는 규선석은 침상이며 석류석 화강암질 편마암에서는 주상을 이루고 있다. 근청석은 대체로 깨끗한 결정형태를 보여주며 흑운모, 규선석, 강옥등을 포획하고 있으며, 부분적으로 피나이트화 되어 있다. 근청석의 XFe 조성은 0.28-0.47로 비교적 넓은 범위를 나타낸다. 스피넬은 근청석을 함유한 편마암에 나타나며 XFe는 0.76-0.90이다(Table 5). 근청석내의 XFe의 함량은 압력이 증가할수록 감소하는 경향(Yardley, 1989; Bucher and Frey, 1994)을 보여 시료 4845-1이 비교적 높은 압력에서 생성되었음을 지시한다.

### 변성환경

소백산 편마암복합체의 변성환경을 규명하기 위해 TWEEQU(Berman, 1991)와 일반적인 지온계와 지압계를 사용하여 비교 검토를 하였다. 광물들의 열역학적 자료와 활성화 모델은 Berman and Aranorich(1996)의 것을 사용하였으며 사장석의 경우에

는 Fuhrman and Lindsley(1988)의 활성화 모델을 사용하였다.

미그마타이트질 편마암 중 시료 4845-1은 석류석-흑운모-근청석-규선석-K·장석-스피넬-사장석-석영의 광물조합을 가지고 있다. 이를 CaO-K<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (CKMASHO; C = 6)계에서 분석된 광물의 조성을 이용하여 계산된 온도와 압력은 916°C/6.6kb를 보인다(Table 6, Fig. 10). Fe-Mg 교환반응이 가능한 합철광물들은 고온에서 후퇴변성시 확산작용에 의해 조성의 변화가 일어날 가능성이 높고 박편상에서 관찰되는 모든 광물상들이 동시기에 평형관계를 이루고 있었다고 보기는 어려우나 계산된 반응들의 교차영역이 매우 좁아 시료 4845-1이 비교적 후퇴변성작용의 영향을 덜 받은 시료로 추정된다. 특히 근청석의 XFe 함량이 0.28로 다른 암석보다 낮아 근청석을 포함하는 광물군이 고압에서 형성되었음을 지시한다. 동일한 분석치를 이용하여 권용완 외(1997)와 같은 방법으로 석류석-흑운모 지온계를 Koziol and Newton(1988)의 GASP 지압계에 적용한 결과 872°C/7.1kb로 TWE-EQU의 결과와 유사하다. 동일 박편내에 존재하는 다른 석류석과 흑운모쌍들을 사용하여 계산할 경우 908°C에서 776°C로 다양하게 나타나고 있어 국지적으로 후퇴변성정도가 달랐음을 지시한다.

석류석 화강암질 편마암은 미그마타이트질 편마암에 비해 간단한 광물조합을 보인다. 시료 031은 석류석-흑운모-규선석-K·장석-사장석-석영의 광물조합을 이루며 석류석 반상변정내에 흑운모와 사장석이 포획되어있다(Fig. 2D). 흑운모와 석류석은 후퇴변성작용시 대부분 낮은 온도까지 재평형이 활발하나 그 영향은 대부분 석류석의 외각부에서 우세하기 때문에 석류석내에 포획된 흑운모는 비교적 후퇴변성작용의 영향을 매우 적게 받았을 가능성이 높다. 포획된 사장석과 흑운모의 조성과 그 주변 석류석 조성을 이용하여 계산된 온도-압력 조건은 866°C/7.5kb이며 석류석의 가장자리와 그에 인접한 흑운모를 사용하여 계산한 결과 726°C/4.8kb이다(Fig. 11). 이는 석류석 화강암질 편마암이 압력이 감소하는 진화환경을 거쳤음을 지시한다. 석류석 화강암질 편마암도 미그마타이트질 편마암에서 석류석 가장자리에서 구한 온도는 후퇴변성정도에 따라 556-741°C까지 넓은 온도범위를 보인다.

석류석-사방회석 백립암은 사방회석이 대부분 사방각섬석화 되어 직접 접하는 사방회석-석류석-사장석 광물군을 이용한 변성환경을 계산하기 힘들다. 그러나 석류석은 주변부에서 Fe함량이 증가하나 중

Table 5. Representative compositions of pyroxene, amphibole, cordierite and spinel in the study area.

Rock Sample	Mineral	Gopx 014	Gopx 014	Gopx 014	Mba 4842-1	Mba 4847	Mba 4847	Mba 4847	Mba 4847	Gopx 014	Gopx 014	Gopx 014	Gopx 014	Gopx 014	Mba 4847	Mgn 4845-1	Mgn 025-2	Mgn 4718	Mgn 4845-1
		Opx	Opx	Cpx	Fe-Hb	Mg-Hb	Ac	Oam	Oam	Oam	Oam	Oam	Oam	Oam	Crd	Crd	Spl	Spl	
	SiO <sub>2</sub>	49.83	49.75	50.62	50.97	52.09	43.08	48.27	54.07	57.11	58.13	52.58	52.87	52.51	48.31	46.86	-	-	-
	TiO <sub>2</sub>	0.02	0.06	-	0.19	0.19	0.46	1.12	0.11	0.14	-	0.1	-	0.13	0.16	0.05	-	-	0.07
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.75	2.72	0.99	0.95	0.91	12.15	7.17	1.07	3.5	2.74	1.62	0.68	0.67	33.07	32.62	56.75	55.57	
	FeO	29.39	30.24	17.50	16.55	12.35	22.14	15.63	16.8	11.47	11.97	25.69	26.88	27.44	6.36	10.35	26.78	35.96	
	MnO	0.09	0.34	0.92	0.87	0.19	0.65	-	-	-	-	0.37	0.36	0.82	-	0.24	-	-	-
	MgO	16.61	16.55	8.33	9.11	11.34	6.09	12.4	13.17	21.67	22.12	15.87	15.44	13.37	9.03	6.62	4.65	2.29	
	CaO	0.29	0.20	21.04	20.96	22.38	11.3	11.76	11.9	0.09	0.1	0.33	0.33	0.83	0.02	0.08	-	-	
	Na <sub>2</sub> O	0.43	0.52	0.24	0.33	0.27	1.14	0.87	0.23	0.18	0.57	0.58	0.4	0.4	0.10	0.39	5.46	1.91	
	K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	0.37	0.59	0.06	1.43	0.28	0.05	0.07	-	-	-	-	-	
	Total	99.41	100.38	99.64	99.74	99.72	97.38	97.81	97.41	95.59	95.91	97.19	97.03	96.17	97.05	97.21	93.64	95.80	
		O=6					O=23								Cat=11		O=32		
	Si	1.918	1.904	1.973	1.973	1.980	6.609	7.103	7.913	8.024	8.106	7.813	7.920	7.983	5.006	4.954	0.000	0.000	
	Al	0.125	0.122	0.045	0.043	0.041	2.195	1.243	0.185	0.579	0.450	0.283	0.120	0.120	4.036	4.062	15.767	15.425	
	Ti	0.001	0.002	0.000	0.000	0.005	0.053	0.124	0.012	0.015	0.000	0.011	0.000	0.015	0.012	0.004	0.000	0.012	
	Fe <sup>2+</sup>	0.946	0.968	0.571	0.535	0.392	2.840	1.920	2.060	1.350	1.400	3.190	3.370	3.490	0.551	0.915	5.284	7.088	
	Mn	0.003	0.011	0.030	0.029	0.006	1.390	2.720	2.870	4.540	4.600	3.520	3.450	3.030	0.000	0.021	0.000	0.000	
	Mg	0.953	0.944	0.484	0.526	0.643	0.084	0.000	0.000	0.000	0.000	0.047	0.046	0.106	1.395	1.043	0.805	1.635	
	Ca	0.012	0.008	0.879	0.869	0.912	1.860	1.850	1.870	0.010	0.020	0.050	0.050	0.140	0.002	0.009	0.000	0.000	
	Na	0.032	0.039	0.018	0.025	0.020	0.340	0.250	0.070	0.050	0.150	0.170	0.120	0.120	0.020	0.080	0.000	0.000	
	WO	0.01	0.00	0.45	0.44	0.47	0.072	0.111	0.011	0.256	0.050	0.009	0.013	0.000	-	-	2.496	0.873	
	EN	0.50	0.49	0.25	0.27	0.33	X <sub>Fe</sub>	0.67	0.41	0.23	0.23	0.48	0.49	0.54	0.28	0.47	0.76	0.90	
	FS	0.50	0.51	0.31	0.29	0.20													

Same abbreviations in Table 1 are used. WO, Ca/(Ca+Fe<sup>2+</sup>+Mg); En, Mg/(Ca+Fe<sup>2+</sup>+Mg); FS, Fe<sup>2+</sup>/(Ca+Fe<sup>2+</sup>+Mg); Hb, hornblende; Ac, actinolite; Oam, orthoamphibole.

Table 6. P-T condition of the migmatitic gneiss and granitic gneiss.

Rock Type		Mig. Gn.				Grt. Gr. Gn.			Bt. Gr. Gn.	
Sample		4845-1		025-1		031			4625	
		c-c	r-r	c-c	r-r	in	r-r	r-r	r-r	r-r
Grt	X <sub>Alm</sub>	0.72	0.76	0.82	0.82	0.68	0.77	0.79	0.74	0.65
	X <sub>Prp</sub>	0.25	0.21	0.13	0.12	0.26	0.16	0.14	0.09	0.06
	X <sub>Sps</sub>	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.14	0.26
	X <sub>Grs</sub>	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
Bt	X <sub>Fe</sub>	0.49	0.46	0.53	0.52	0.47	0.45	0.43	0.50	0.50
	X <sub>Ti</sub>	0.03	0.02	0.07	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	0.02
	X <sub>Al(IV)</sub>	0.16	0.20	0.14	0.17	0.10	0.12	0.14	0.15	0.16
Pl	X <sub>An</sub>	0.27	0.28	0.29	0.30	0.45	0.38	0.37	0.21	0.21
Crd Spl	X <sub>Fe</sub>	0.28		0.47						
	X <sub>Fe</sub>	0.90								
T(°C)	aP(kb)	7	5	7	5	7	5	5	5	5
	aT(°C)	872	776	728	678	832	633	572	567	500
P <sup>KN</sup> (kb)		7.1	6.1	7.0	6.0	8.2	5.0	4.7		
	P <sup>H</sup> (kb)								3.0	1.8
T <sup>TWQ</sup> (°C)		916	-	-	-	866	726	-	597	498
	P <sup>TWQ</sup> (kb)	6.6	-	-	-	7.5	4.8	-	4.4	2.3

c, core; r, rim; in, inclusion; aT, assumed Temperature; aP assumed Pressure.  
KN, Koziol and Newton(1988); H, Hoisch(1990), TWQ, TWEEQU(Berman,1991).

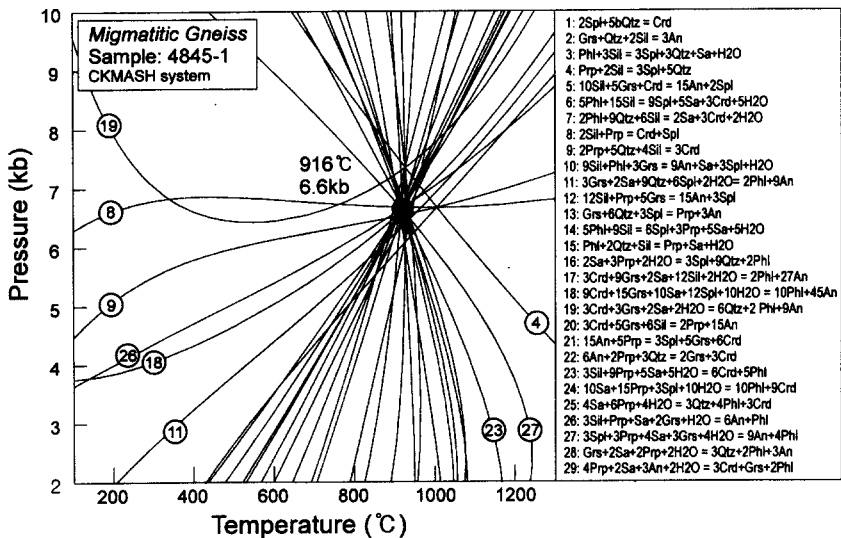


Fig. 10. TWEEQU results for the migmatitic gneiss sample 4845-1 calculated using chemical compositions of garnet, biotite, cordierite, spinel and plagioclase in CKMASH system. P-T condition is calculated from INTERSX program of Berman(1991). Numbers indicates the equilibria in this rock.

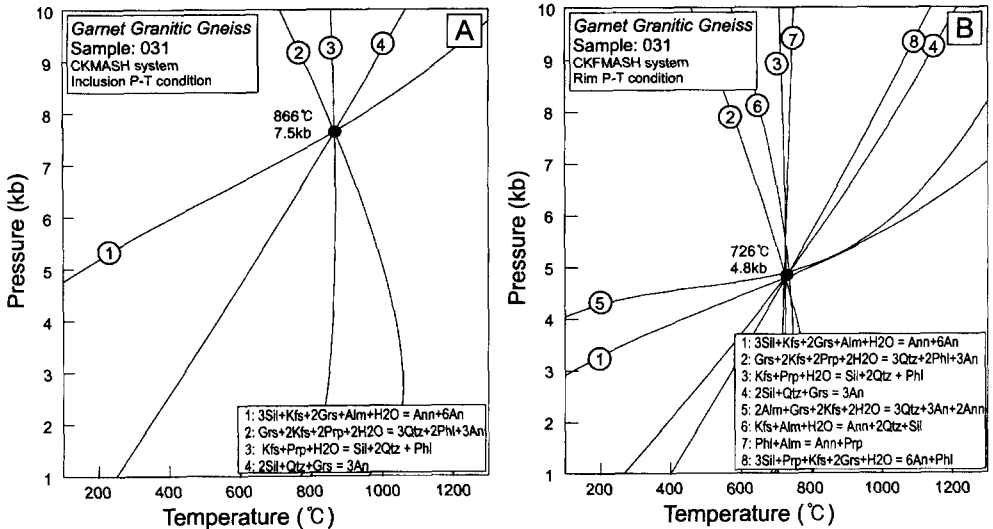
심부의 조성이 비교적 일정하며 사방휘석도 균질한 조성을 이루고 있어 석류석의 중심부와 사방휘석의 조성이 고온 환경하에서 평형상태였다는 가정하에

서 TWEEQU를 이용하여 CKMASH계에 대해 계산한 결과 826°C/6.3 kb의 온도-압력을 구하였다 (Table 7, Fig. 12). Harley(1984)의 석류석-사방휘석

**Table 7.** P-T condition of the garnet-Opx granulite and garnet-Cpx metabasites.

Rock Type	Grt-Opx		Grt-Opx		Grt-Cpx						
Sample	014		014		4842-1		DY11				
	in	r-r	c-c	c-c	r-r	r-r	r-r	r-r			
Grt	X <sub>Alm</sub>	0.68	0.69	0.66	0.66	0.56	0.61	0.62	0.62		
	X <sub>Prp</sub>	0.24	0.24	0.27	0.27	0.04	0.06	0.07	0.08		
	X <sub>Sps</sub>	0.02	0.05	0.05	0.05	0.27	0.23	0.20	0.20		
	X <sub>Grs</sub>	0.06	0.01	0.02	0.02	0.13	0.10	0.10	0.10		
Bt				Opx			Cpx				
	X <sub>Fe</sub>	0.45	0.42	X <sub>Fs</sub>	0.72	0.70	0.26	0.29	0.66	0.66	
	X <sub>Ti</sub>	0.11	0.07	X <sub>En</sub>	0.28	0.30	0.25	0.26	0.34	0.34	
	X <sub>Al(IV)</sub>	0.01	0.06	X <sub>Wo</sub>	0.00	0.00	0.48	0.45	0.00	0.00	
Pl	X <sub>An</sub>	0.40		0.40	0.42	0.97	0.90	0.93	0.93		
T(°C)	aP(kb)	6	6	T <sup>Ha</sup> (°C)	6	6	T <sup>EG</sup> (°C)	5	5	5	5
		755	722	T <sup>D</sup> (°C)	761	751	T <sup>D</sup> (°C)	607	655	620	682
P <sup>H</sup> (kb)	aT(°C)	700	700		800	800		700	700	700	700
			6.2	P <sup>E</sup> (kb)	8.4	8.0	P <sup>E</sup> (kb)	2.0	3.2	2.1	3.1
			P <sup>P-Mg</sup> (kb)	5.9	5.7	P <sup>Po</sup> (kb)	1.8	3.0	1.8	2.8	
			P <sup>P-Fe</sup> (kb)	5.9	5.7						
			T <sup>TWQ</sup> (°C)	826	812		635	694	650	707	
			P <sup>TWQ</sup> (kb)	6.3	6.1		4.7	5.3	4.1	4.9	

c, core; r, rim; in, inclusion; aT, assumed Temperature; aP, assumed Pressure.  
 Ha, Harley(1984); EG, Ellis and Green(1979); D, Dahl(1980); H, Hoisch(1990); P, Perkins and Chipera(1985);  
 E, Eckert *et al.*(1991); Po, Powell(1985); TWQ, TWEEQU(Berman,1991).



**Fig. 11.** TWEEQU results for the garnet granitic gneiss sample 031 calculated using (A) chemical compositions of biotite and plagioclase inclusion and adjacent garnet in CKMASH system, (B) rim compositions of garnet, biotite and plagioclase in CKFMASH system. P-T condition is calculated from INTERSX program of Berman(1991). Numbers indicates the equilibria in this rock.

지은계와 Perkins and Chipera(1985a, b)의 석류석-사방회석 지압계를 이용하여 계산한 온도는 761°C /5.9kb로 TWEEQU의 결과에 비하여 약간 낮은 온

도압력을 보이고 있다. 또한 석류석에 포획되어 있는 흑운모와 인접한 석류석 조성에 의한 온도는 755°C로 거의 비슷한 온도를 보여 직접 접하지 않

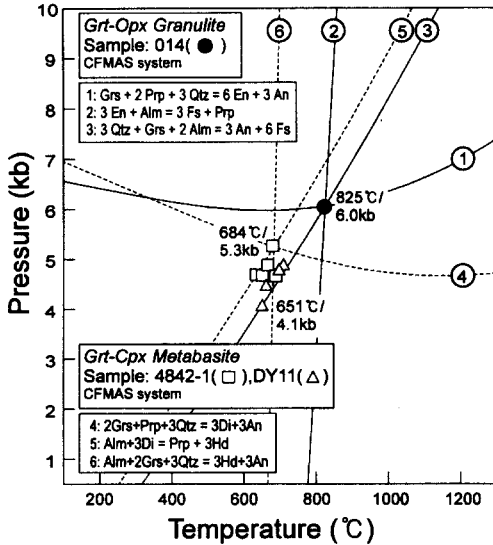


Fig. 12. TWEEQU results for the garnet-orthopyroxene granulite(sample 014; solid line and filled circle) calculated using core composition of garnet, orthopyroxene and plagioclase and garnet-clinopyroxene metabasites(dashed line, representative equilibria; 4842-1, open square; DY11, open triangle) calculated using rim compositions of garnet, pyroxene and plagioclase. P-T condition is calculated from INTERSX program of Berman(1991). Numbers indicates the equilibria in this rock.

는 석류석과 사방휘석을 이용한 온도를 어느 정도 신뢰할 수 있음을 지시한다.

석류석-단사휘석-사장석-석영의 광물조합을 이루는 변성염기성암은 시료 4842-1과 DY11에서 나타난다. TWEEQU를 이용하여 계산된 시료 4842-1의 온도-압력은 635-694°C/4.7-5.3 kb이며 시료 DY11의 온도-압력은 650-707°C/4.1-4.9 kb로 유사한 환경을 지시한다(Fig. 12). Ellis and Green(1979)의 석류석-단사휘석 지온계와 Eckert *et al.*(1991)의 석류석-단사휘석-사장석 지압계를 사용하여 계산한 결과 시료 4842-1과 DY11의 온도-압력은 각각 607-655°C/2.0-3.2 kb와 620-682°C/2.1-3.1 kb로 TWEEQU의 결과에 비하여 낮다. 변성염기성암의 석리와 계산된 온도-압력 환경은 백립암상 이후의 환경을 지시하며 주변의 다른 암석들의 후퇴변성환경과 일치한다. 단사휘석이 부분적으로 변질을 받아 각섬석화된 부분중 경하에서 구분하기 힘든 경우가 간혹 있다. 각섬석화된 단사휘석 조성을 이용하여 계산을 할 경우, 단사휘석-석류석-사장석 지온-지압계의 결과는 높은 압력을 보이게 됨으로 이러한 단사휘석을 피하여 온도-압력을 계산하여야 한다. 각섬석화된

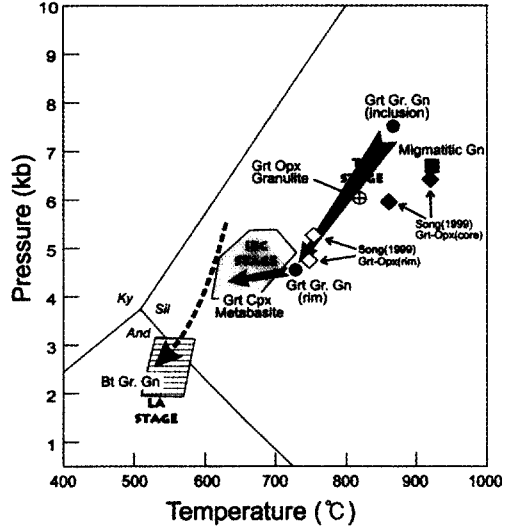


Fig. 13. P-T condition and inferred P-T path of the northwestern part(dotted arrow) and southwestern part(bold arrow) in the study area. The peak metamorphic conditions of the study area and Girisan area(Song, 1999) show the similar range(800-900°C/6-7 kb) although slightly broad temperature range(750-900°C). Retrograde metamorphism due to tectonic denaturation(TD stage) and/or erosional denudation had reset the P-T condition to 600-700°C/4-5 kb as low pressure metamorphic condition and thin layered garnet between clinopyroxene and plagioclase in the metabasite was grown in the isobaric cooling stage(IBC stage). Finally, retrogression process has continued to andalusite stability field in the northwestern part(late andalusite stage, LA stage).

단사휘석은 후방산란전자상에서 쉽게 구별된다.

혹은모 화강암질 편마암에서는 석류석의 산출이 극히 제한적이며 스페서틴 함량이 매우 높아 정확한 변성환경을 유추하기가 어렵다. 이들중 석류석-혹은모-백운모-사장석의 광물조합을 가지고 있는 시료 4625의 분석치를 TWEEQU에 적용한 결과 498-597°C/2.3-4.4 kb를 보이며 석류석-혹은모 지압계와 석류석-혹은모-사장석 지압계(Hoish, 1990)를 이용하여 계산한 결과 500-567°C/1.8-3.0 kb를 보인다(Table 7). 이러한 온도-압력은 미그마타이트질 편마암과 석류석 화강암질 편마암에 비하여 낮은 변성환경으로 스페서틴 함량이 높은 석류석에서 발생하는 오류일 가능성이 높아 해석상에 문제가 있다.

### 토의 및 결론

소백산육괴는 상부 앰피블라이트상에 해당하는 최고 변성작용을 받고 앰피블라이트상과 녹염석-앰

피블라이트상을 거치는 후퇴변성작용을 받은 것으로 알려져 있었다(이상만 외, 1981; 이상만과 김형식, 1984). 최근에 이르러 소백산육괴중 지리산지역 및 김천 일대 그리고 태배산지역에서 백립암상 변성작용이 보고되고 있다(송용선과 류호정, 1993; 김동연 외, 1998; 송용선, 1999, 이호선, 2000). 그리고 본 연구에서는 풍기일대에서도 백립암상의 변성작용이 확인되었다. 이는 소백산 전체 지역에서 최고변성조건이 백립암상의 변성작용이었음을 지시한다. 연구지역인 풍기지역에서 산출되는 석류석-사방회석 백립암은 김동연 외(1998)의 차노카이트질 암석에 비하여 석영 모드양이 낮고 사장석 모드양이 높아 토나라이트질 조성에 해당하는 것으로 추정되며 송용선(1999)이 보고한 염기성 백립암과 유사하다. 그러나 송용선(1999)의 염기성 백립암은 반상변정질 편마암내에 포획물로 나타나고 있는 반면 연구지역의 백립암은 노두규모로 석류석 화강암질 편마암과 점이적으로 접하고 있다.

풍기지역에서 발견된 석류석-사방회석 백립암의 변성조건인 826°C/6.3 kb은 송용선(1999)에 의해 추정된 지리산의 염기성 백립암의 변성조건인 800-850°C/6 kb와 이호선(2000)에 의해 김천일대의 흑운모 편마암으로부터 추정된 760-870°C/5-6.8 kb와 유사하다(Fig. 13). 지리산지역과 풍기지역에서 나타나는 백립암들은 모두 사방회석의 주변부가 사방자섬석화되는 등 후퇴변성작용을 강하게 받아 이들 암석이 경험한 최고변성환경을 정확히 추정할 수 없었다. 그러나 석류석-사방회석 백립암과 점이적인 관계를 보이고 있는 일부 석류석 화강암질 편마암은 최고변성작용과 변성진화경로에 대한 중요한 증거를 제공하고 있다. 석류석 화강암질 편마암 031에서 석류석 반상변정내에 포획되어 있는 사장석과 흑운모들로부터 계산한 온도-압력은 866°C/7.5 kb로 석류석-사방회석 백립암에 비해 높은 압력을 보인다. 그러나 석류석의 가장자리에서 계산된 변성환경은 726°C/4.8 kb로 포획물에서 구한 온도-압력에 비해 낮은 압력을 보인다. 이러한 결과는 풍기지역의 최고변성조건이 866°C/7.5 kb에 가까우며 이 지역의 암석이 시계방향의 진화경로를 거쳤음을 지시한다. 이러한 시계방향의 변성진화과정은 지리산 지역과 김천 일대에서 송용선(1999)과 이호선(2000)에 의해 제시된 변성진화과정과 일치한다. 류호정과 송용선(1999)이 보고한 지리산 지역 시료내의 석류석내에 포유물로 존재하는 납정석과 석류석내의 포유물 주위에 발생한 방사상 균열조직과 본 연구를 통해 확인된 시계방향의 변성진화과정은 소백산

육괴가 대륙충돌에 수반한 고압 변성작용을 받았을 가능성을 지시한다.

풍기지역에서 계산된 최고 변성조건은 미그마타이트질 편마암인 시료 4845-1에서 계산된 916°C/6.6 kb이다. 이는 석류석-근청석-규선석-흑운모-스피넬-사장석-석영의 광물조합이 평형상태라는 가정하에 TWEEQU를 이용하여 계산된 것으로 석류석 화강암질 편마암과 석류석-사방회석 백립암으로부터 추정된 온도에 비해 높다. 그러나 계산에 사용된 모든 광물들이 동시기에 평형상태였을 가능성이 낮아 미그마타이트질에서 계산된 온도조건에 비해 석류석 화강암질 편마암과 석류석-사방회석 백립암으로부터 추정된 온도조건이 상대적으로 정확하다고 생각된다.

미그마타이트질 편마암과 석류석 화강암질 편마암의 석류석이 반상변정을 이루고 있는 것과 달리 석류석-단사회석 변성염기성암에서 나타나는 석류석들은 단사회석과 사장석이 접하는 곳에서 떠상으로 나타난다. 변성염기성암들이 주변암과 동일한 백립암상의 전진변성작용을 받았을 경우 반정상의 석류석이 생성되고 후퇴변성작용이 중첩되면서 석류석과 석영의 접촉부에 단사회석과 사장석이 생성되는 반대의 구조가 나타나야 한다. 또한 석류석과 단사회석을 이용하여 추정된 변성온도-압력은 635-734°C/4.1-6.1 kb로 후퇴변성환경을 지시한다. 따라서 변성염기성암이 이 지역의 최고변성작용 이후 관입되어 연구 지역이 후퇴변성작용시에 변성을 받았을 가능성이 높다. 변성염기성암에서 후퇴변성작용에 의해 석류석이 생성되는 과정은 등압 또는 압력이 증가하면서 온도의 하강하는 등압 냉각 경로(isobaric cooling path, IBC)를 고려할 수 있다. 그러나 석류석 화강암질 편마암에서 석류석 내부에 존재하는 사장석은 백립암상 변성작용 또는 그 이전의 환경을 보존하고 있을 가능성을 의미한다. 석류석 화강암질 편마암에서 추정되는 변성진화과정은 시계방향으로 변성염기성암에서 추정되는 반시계방향의 IBC과는 상충된다. 이처럼 상반된 변성환경에 대해 Ellis(1987)은 초기 백립암상의 변성작용이 조구조적 운동에 의해 두 지각이 중첩된 후 상부에 놓인 지각이 빨리 제거되는 과정에서 시계방향의 진화경로가 만들어지고 하부지각이 상부지각의 백립암상의 환경에서 오랫동안 정치되면서 IBC를 만드는 지각중첩모델(crustal doubling model)을 제시하였다. 이 모델은 풍기지역에서 시계방향의 진화경로를 보이는 백립암상의 변성작용과 IBC를 보이는 후퇴변성작용을 잘 설명해주는 모델로 고려할



수 있다. 그러나 풍기지역에서는 고압을 지지하는 광물상이 나타나지 않는 관계로 지각중첩모델을 직접 적용하기에는 약간의 문제점이 있으며 백립암상의 변성작용과 후퇴변성작용이 연속적인지 또는 시간적 간격이 존재하였는지는 현재 불분명하다. 그리고 변성염기성암이 연구지역의 최고변성변성작용 시기에 형성된 석류석을 보여주지 않는 것은 변성염기성암이 최고변성작용 이후 관입하였을 가능성이 높으므로 변성염기성암의 관입 및 변성시기는 백립암상 변성작용과 후퇴변성작용의 시기를 규명하는데 중요한 의미를 가질 수 있다.

풍기지역에서 변성도가 상대적으로 낮은 북서부 지역의 흑운모 화강암질 편마암에서는 498-597°C/2.3-4.4 kb 혹은 500-567°C/1.8-3.0 kb의 낮은 압력조건이 추정되었다. 변성도가 높은 남동부지역의 미그마타이트 편마암과 석류석 화강암질 편마암, 그리고 지리산지역과 김천일대의 편마암에서는 4-6kb의 압력이 추정되었으며 중압내지 고압의 조건은 잔류물에서만 측정된다. 이는 Ellis(1987)가 제시한 모델에서와 같이 고압 및 중압의 변성작용을 유발시킨 대륙지각의 중첩이 빨리 제거된 후 저압의 환경하에서 오랫동안 정치되면서 소백산육괴의 편마암류들이 모두 저압의 온도-압력 조건으로 재평형되었음을 지지한다. 이러한 재평형시기에 풍기지역의 북서부 지역도 역시 저압의 조건으로 재평형된 것으로 생각된다. 따라서 풍기지역 북서부의 엠피블라이트상 지역과 남동부의 백립암상 지역에 예상되는 전진변성작용시의 변성진화경로는 Fig. 13과 같을 것으로 예상된다.

연구지역의 북동부에 분포하는 흑운모 화강암질 편마암에 대해 전암과 장석의 Pb-Pb 등시선 연대측정을 통해 2.16±0.15Ga를 관입연대가 보고되어있다(권성택 외, 1995). 주승환(1987)은 단양지역의 화강암질 편마암류들에 대한 Rb-Sr 전암 연대측정을 통해 2.79±0.03, 2.39±0.02, 2.08±0.02, 1.44±0.02Ga의 다양한 연대를 보고하였으며 이중 2.08±0.02Ga는 권성택 외(1995)와 결과와 일치된다. 박계현 외(1993)은 소백산육괴 동북부에 위치한 분천 화강편마암에 대한 Pb-Pb 전암연대측정을 통해 1.92±0.05Ga를 보고하였으며 Turek and Kim(1996)은 지리산지역의 화강암질 편마암에 대한 저어콘 U-Pb 연대측정을 통해 2.12±0.08Ma를 보고하였다. 또한 이호선 외(2000)은 김천 일대의 화강암질 편마암의 저어콘에 대해 CHIME 방법을 사용하여 다음 결과를 제시하였다. 화강암질 편마암에서의 평균연대는 2030Ma가 얻어졌으며 흑운모 편마암의 등근 저어

콘의 중심부에서는 최고 3170Ma, 3150Ma의 연령이 얻어졌다. 그리고 등근 저어콘에서 각 누대별로 중심에서 외곽으로 2950Ma, 2440Ma, 2220Ma, 1810Ma, 1450Ma가 얻어졌다. 그리고 흑운모 편마암의 길쭉한 저어콘에서는 1970Ma가 얻어졌다. 김동연(1999)은 지리산지역의 차노카이트내의 석류석과 전암에 대한 Sm/Nd 연령측정결과 1.820±0.011 Ga 그리고 흑운모와 전암에 대한 Sm/Nd 연령측정결과 1.120±0.022 Ga를 얻었다. 이러한 결과들은 김천 일대의 흑운모 편마암을 포함하여 석류석과 사방휘석을 포함하는 백립암상을 보여주는 변성암체는 시생대의 기반암이며 이 암체는 최소 5회 이상의 지질학적 사건을 겪었을 것으로 예상된다. 또한 초기 원생대인 2.16-2.08Ga기간에 화강암질 편마암이 관입하였을 가능성을 지지한다. 그리고 김동연(1999)에 의해 석류석과 전암 성분을 이용하여 측정된 1.820Ga는 백립암상의 변성작용이 일어난 시기를 지지할 수 있다. 김용준(1986)은 소백산육괴 서남부지역의 화강암질 편마암류에서 채취한 각섬석과 백운모의 Ar-Ar 연대측정을 통해 각각 1657±5Ma, 1318±3Ma를 보고하였다. 각섬석의 Ar-Ar 연령은 소백산육괴에 현재 우세하게 나타나는 최종 변성시기를 지지할 가능성이 높다. 이들 결과를 종합해보면 소백산육괴는 화강암질 편마암이 21억년 전에 관입한 후 19내지 18억년에 고압내지 중압의 백립암상의 변성작용을 받은 후 지각의 낮은 부분으로 빠르게 이동한 후 오랫동안 정치되면서 16억년에 최종적인 저압의 변성작용을 받았을 가능성이 제시된다. 하지만 이러한 가능성을 확인하기 위하여는 연구지역을 포함한 소백산육괴에 대한 더 많은 연령측정과 변성진화과정에 대한 연구가 필요하다.

## 사 사

논문을 심사해주신 나기참교수님과 송용선교수님에게 감사드리며 연구를 위해 야외조사와 실내작업에 도움을 준 고려대학교 지구환경과학과 학생들과 EPMA분석을 도와준 최인식씨에게 감사드립니다. 이 논문은 1998년 한국학술진흥재단의 학술연구비에 의하여 지원되었음.

## 참고문헌

김동연, 송용선, 박계현, 1998, 지리산 동부지역에 분포된 차노카이트의 암석학, 지구화학 및 지구연대학적 연구. 대한지질학회 제 53차 학술발표회 초록집, 35-

36.  
 김동연, 1999, 지리산 동부지역에 분포하는 차노카이트의 암석학, 지구화학 및 지구연대학. 부경대학교 대학원 석사학위논문, 79p.  
 김용준, 1986, 영남육괴에 분포하는 고기화강암질암의 지열연대와 성인에 대한 연구. 광산지질, 19, 151-162.  
 권성택, 이진한, 박제현, 전은영, 1995, 단양 천동리 지역 옥천대/영남육괴의 접촉관계와 소위 화강암질편마암의 Pb-Pb 연대. 암석학회지, 4, 144-152.  
 권용완, 김형식, 오창환, 1997, 경기육괴 북동부지역에 분포하는 오대산편마암복합체의 다변성작용. 암석학회지, 6, 226-243  
 류호정, 송용선, 1999, 지리산 이질편마암에서 나타난 선캠브리아기의 고압 변성조각 및 시기. 대한지질학회 제 54차 추계공동학술발표회 초록집, 77.  
 박제현, 정창식, 이광식, 장호완, 1993, 태백산지역의 고기화강암 및 화강편마암류에 대한 남 동위원소 연구. 지질학회지, 29, 4, 387-395.  
 손치무, 이상만, 원종관, 장기홍, 김영주, 1964, 화개도폭 및 설명서. 국립지질조사소, 22.  
 송용선, 1999, 소백산육괴 서남부 지리산지역의 반상변정질 편마암에서 산출되는 백립암질 포획암, 암석학회지, 8, 34-45.  
 송용선, 류호정, 1993, 지리산일대 소백산편마암체의 다변성작용. 한국암석학회 제2차 학술발표회 요약집, 20.  
 송용선, 이상만, 1989, 소백산육괴 중앙부 선캠브리아 변성암류의 암석학적 연구. 지질학회지, 25, 451-467.  
 신병우, 최승일, 1968, 삼곡급도폭 및 설명서. 국립 지질 조사소, 15.  
 원종관, 이하영, 1967, 단양도폭 및 설명서. 국립 지질 조사소, 34.  
 이상만, 나기창, 이상헌, 박배영, 이상원, 1981, 소백산육괴(동남부)의 변성암복합체에 대한 변성작용에 관한 연구. 지질학회지, 17, 제3호, 196-214  
 이종혁, 이상헌, 장태우, 1989, 풍기도폭 및 설명서. 한국 동력자원 연구소, 14.  
 이호선, 송용선, 박제현, 1999, 중부소백산육괴 선캠브리아 편마암의 2950Ma CHIME연대. 대한지질학회 제 54차 추계공동학술발표회 초록집, 77-78.  
 이호선, 2000, 소백산육괴 중부지역 김천일대에 분포하는 선캠브리아기 편마암류의 기원과 저어콘 CHIME 연대. 부경대학교 대학원 석사학위논문, 101p.  
 조윤희, 조문섭, 이승렬, 1996, 청평-양평지역에 분포하는 근청석 편마암의 백립암상 변성작용과 P-T 진화 경로. 암석학회지, 5, 52-65.  
 주승환, 1987, 예천 단양지역 및 무주-거창 지역의 화강편마암 및 화강암. 동력자원연구소 보고서 KR-86-2-17 28P  
 최유구, 정창희, 이대성, 김서운, 김수진, 1964, 단성도폭 및 설명서. 국립지질조사소, 28.  
 Berman, R.G., 1991, Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. Can. Mineral., 29, 833-855.  
 Berman, R.G. and Aranovich, L.Y., 1996, Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>. Contrib. Mineral. Petrol., 126, 1-24.  
 Bucher, K. and Frey, M., 1994, Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, 318.  
 Dahl, P.S., 1980, The thermal-compositional dependence of Fe<sup>2+</sup>-Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: applications to geothermometry. Am. Minl., 65, 854-866.  
 Eckert, J.O. Jr., Newton, R.C. and Kleppa, O.J., 1991, The  $\Delta H$  of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. Am. Minl., 76, 148-160.  
 Ellis, D.J., 1987, Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. Geology, 15, 167-170.  
 Ellis, D.J. and Green, D.H., 1979, An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 13-22.  
 Fuhrman, M.L. and Lindsley, D.H., 1988, Ternary feldspar modeling and thermometry. Am. Min., 73, 201-216.  
 Harley, S.L., 1984, An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. Contrib. Mineral. Petrol., 86, 359-373.  
 Hoisch, T.D., 1990, Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 225-234.  
 Kim, J. and Cho, M., 1999, Progressive low-pressure metamorphism in northeastern Yeongnam Massif, Korea. 54th Fall Joint Conf. of Geol. Soc. Korea(Abstracts), 76-77.  
 Koziol, A.M. and Newton, R.C., 1988, Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer. Am. Min., 73, 216-223.  
 Kretz, R., 1973, Symbols for rock-forming minerals. Am. Min., 68, 277-279.  
 Perkins, D. III and Chipera, S.J., 1985a, Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz geobarometry: refinements and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. Contrib. Mineral. Petrol., 89, 69-80.  
 Perkins, D. III and Chipera, S.J., 1985b, Errata. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz geobarometry: refinements and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. Contrib. Mineral. Petrol., 90, 410.  
 Powell, R., 1985, Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibra-

- tion: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Meta. Geol.*, 3, 231-243.
- Tracy, R.J., 1982, Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Rev. Mineral*, vol. 10, 355-397.
- Turek, A. and Kim, C.-B., 1996, U-Pb zircon ages for Precambrian rocks in southwestern Gyeonggi masifs. *Korea. Geochemical J.*, 30, 231-249.
- Yardley, B.W.D., 1989, *An Introduction to metamorphic petrology*. Longman Scientific & Technical, 248.
- 
- (책임편집 : 나기창)  
(1999년 11월 10일 접수, 1999년 12월 20일 수리)

**Granulite facies metamorphism of the Punggi area  
in the Sobeaksan Gneiss Complex  
-Crustal evolution and environmental geology  
of the North Sobeaksan Massif, Korea-**

Yong Wan Kwon<sup>1</sup>, Eui Sheol Shin<sup>2</sup>, Chang Hwan Oh<sup>3</sup>, Hyung Shik Kim<sup>1</sup> and Ji Hoon Kang<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Dept. Earth & Environmental Sciences, Korea Univ., Seoul, Korea,

<sup>2</sup>Korea International Cooperation Agency,

<sup>3</sup>Dept. Earth & Environmental Sciences, Chonbuk Univ., Chonju, Korea,

<sup>4</sup>Dept of Earth & Environmental Sciences, Andong Univ., Andong, Korea

**ABSTRACT** : The Sobeaksan Gneiss Complex in the Punggi area is composed of mainly migmatitic gneiss, porphyroblastic gneiss, garnet granitic gneiss and biotite granitic gneiss. Metamorphic grade increase gradually from the amphibolite facies of northwestern part to the granulite facies of southwestern part in the study area. Representative mineral assemblage in the amphibolite facies is biotite-muscovite-K-feldspar-plagioclase±garnet±epidote, needle shape or fibrous sillimanite occur in transitional zone from the amphibolite facies to the granulite facies. In the granulite facies, the garnet-Opx granulite shows garnet-orthopyroxene-biotite-plagioclase, the metabasite shows clinopyroxene-plagioclase±hornblende±orthopyroxene±garnet and the migmatitic gneiss shows garnet-biotite-sillimanite-cordierite±spinel as representative mineral assemblage. Retrograde metamorphism after the granulite facies metamorphism made corundum and andalusite in the migmatitic gneiss and the thin layer garnet between clinopyroxene and plagioclase in the metabasites. The peak P-T conditions of the migmatitic gneiss and the garnet-Opx granulite are 916°C/6.6 kb and 826°C/6.3 kb, respectively. The P-T condition of biotite and plagioclase inclusion, which indicates the progressive condition of the granulite facies, within garnet is 866°C/7.5 kb and that of rim composition of garnet and biotite is 726°C/4.6 kb, which infer the clockwise P-T path of the granulite facies metamorphism. The temperatures calculated by the rim composition of garnet and biotite in the migmatitic gneiss and garnet granitic gneiss have a wide range of 556-741°C, which indicate that the retrograde metamorphism after the granulite facies metamorphism has effected differently. It is difficult to determine the P-T condition of the biotite granitic gneiss because less occurrence and higher spessartine content of garnet. The P-T condition of the thin layered garnet between clinopyroxene and plagioclase in the metabasite is 635-707°C/4.1-5.3 kb. This texture indicates the isobaric cooling(IBC) condition of the retrogressive metamorphism. As a result, the metamorphic evolution of the Punggi area has undergone the isobaric cooling after the granulite facies metamorphism which has undergone the clockwise P-T path.

**Key words** : Punggi, Sobeaksan Gneiss Complex, granulite facies, clockwise P-T path, isobaric cooling(IBC)