

## 한반도 남서부의 순창전단대 내에 분포하는 변성퇴적암류의 다변성작용

안건상\* · 김성균\*\*

### Polymetamorphism of Metapelites in the Sunchang Shear Zone, Southwestern Part of the Korean Peninsula

Ahn, Kun Sang\* and Kim, Sung Kyun\*\*

**ABSTRACT:** Precambrian metasedimentary rocks in the Sunchang Shear Zone (so-called Seologri and Yongamsan Formation) consist of black slate, phyllite, mica schist, quartzite and rarely calc schist. The metamorphic rocks in the area have undergone at least three stages of metamorphism, which are two prograde (M1 and M2) and one contact metamorphism (M3). The metamorphism which made the most prevailing mineral assemblages in the area, is M2 stage metamorphism. The metamorphic grade of M2 metamorphism in metapelites increases from the Chlorite zone through Biotite zone, Garnet zone to Staurolite zone. The M1 stage metamorphism is recognized by kyanite and sillimanite, which are relic minerals in the all mineral zones of the M2 metamorphism, representing intermediate pressure type regional metamorphism. The M3 stage metamorphism is represented in the contact boundary, which area is the chlorite zone and biotite zone near the Sunchang foliated granite and the Namwon granite. The M3 stage metamorphism is characterized by andalusite bearing mineral assemblages. The peak temperature condition of M2 metamorphism estimated from coexisting garnet and biotite (Kretz, 1990) is 518~598°C.

## 서 언

순창전단대는 Yanai *et al.* (1985)가 명명한 호남전단대의 남동측에 위치하며 진안에서 순창을 지나 장흥방면으로 이어지나 백악기 화강암류에 의해 관입당하거나 경상누층군에 의해 피복되어 남부연장이 확실치 않다. 호남전단대는 쥬라기 대보심성활동과 동시기성 구조운동으로 발생된 대규모의 우수향이동단층 운동으로 강한 변형을 받아 형성된 비교적 폭이 좁은 연성전단대로서 압쇄암의 일종인 엽리상화강암류가 분포하는 곳이다. 전라북도 진안에서 순창군 동계면을 거쳐 전라남도 옥곡면 사이에서 순창전단대를 따라 좁은 대상

의 변성이질 및 사질암류가 분포한다. 흔히 주 구성암이 규질암인 층을 용암산층, 편암부분을 설옥리층으로 불린다. 동계면 부근에서 본암은 직경 1cm가 넘는 석류석이 엽리 방향으로 발달하여 만들어진 갈색부분과 황색의 석영 풍화면이 호상구조를 이루어 현지에서는 호피석이라 부른다. 또한 동계면 수정리 부근에서 석류석과 백운모로 이루어진 석류석 광산이 최근까지 가 행되었으나 현재는 휴업인 상태로 방치되어 있다. 이 전단대는 옥천습곡대와 영남육괴의 경계로 받아들여지고 있으나, 본 전단대를 따라 발달한 변성암류의 지체구조적 위치를 옥천습곡대로 하는 연구자 (박희인, 1966; 장태우 등, 1995; Kim, H.S., 1973)와 영남육괴로 하는 연구자 (김형식, 1970; 이상만, 1988; 김규봉 등, 1984; 김동학, 이병주, 1984)로 의견이 엇갈린다.

본 암류에 대한 변성암석학적 연구는 김형식 (1970), Kim, H.S. (1973), 이상만 (1980, 1988) 등에 의해 이루어졌으며, 김형식 (1970)은 옥천대의 지층과 소백산

\* 조선대학교 과학교육학부 (Department of Sciences Education, Chosun University, Kwangju 501-759, Korea.  
E-mail: aksahn@chosun.ac.kr

\*\* 전남대학교 지구환경과학부 (Department of Earth systems and Environmental Sciences, Kwangju, 500-757, Korea.

편암복합체를 묶어서 변성대를 나누었다. 그에 의하면 본역의 변성퇴적암류는 온도, 압력이 가장 낮은 A zone에 속하며 지시광물로서 백운모, 녹니석이다. 이상만 (1980)은 본역을 포함한 지리산지역은 3회에 걸쳐 광역변성작용을 받았으며, 또한 본역이 백운모-녹니석-흑운모 (녹염석)을 주로 하는 녹색편암상의 변성도를 나타냄을 지적했다 (이상만, 1988). 김동학과 이병주 (1984)는 동계지역의 편암류에서 산출하는 석류석이 알만딘인 점을 들어 변성퇴적암류의 변성작용은 중압하에서 이루어진 것으로 판단했다. 또한 편암류에는 주성분 광물인 견운모 및 세립질 석영 이외에 석류석과 남정석이 시료에 따라 관찰된다고 기재하였으며, 흑운모편암 내의 장석 반상변형은 후기에 관입한 대강엽리상화강암에 의한 카리 접촉교대작용에 의해 생성된 미사장석으로 해석하였다. 안건상 등 (1997)은 본역의 북단부인 오수진안 지역을 녹니석대, 흑운모대, 홍주석대로 나누고 변성도가 서측에서 동측으로 증가함을 보고하였다. 본 연구는 순창전단대 내의 변성퇴적암류에 대해 변성광물 조합과 분포 및 변성광물의 조성을 조사하여, 본암이 경험한 변성작용을 밝히는데 목적이 있다.

## 지질개요

연구지역의 북측에는 엽리상화강섬록암이 관입하고 있으며, 변성퇴적암류는 전단작용에 의한 압쇄엽리가 뚜렷한 엽리상화강암으로 둘러싸여 있다 (Fig. 1). 또한 동측에는 남원화강암이 넓게 분포하고 있다. 변성퇴적암류는 흑색점편암, 천매암, 운모편암, 규암으로 구성되어 있으며 결정질석회암이 소규모로 협재되어 있다. 연구지역에 해당하는 1:5만 지질도폭은 진안도폭 (鳥村新兵衛, 1925), 오수도폭 (김규봉 등, 1984), 순창도폭 (박희인, 1966), 남원도폭 (김동학과 이병주, 1984) 및 창평도폭 (손치무와 김수진, 1966)이 있다. 변성퇴적암류는 북측에서는 성수산을 중심으로 비교적 넓게 분포하나 남서쪽의 오수 부근에서는 좁은 대상으로 분포한다. 한편 순창지역의 동계면과 적성면에서 급격한 경사를 갖는 능선은 전라남도 옥과로 연장된다. 순창군 적성면 근처의 능선에는 화산암이 부정합으로 놓여있다. 대부분의 연장 분포가 좋은 능선은 견고한 규암과 운모편암이 구성되며 좌우측 기슭을 따라 편암류가 발달한다. 규질암은 동북도폭 (김봉균, 박병권, 1966)에서 용암산을 표식지로 하는 용암산층에 대비되는 지층이며, 편암류 내지 천매암류는 창평도폭 (손치무와 김수진, 1966)에서 옥과면 설옥리를 표식지로 하는 상부의

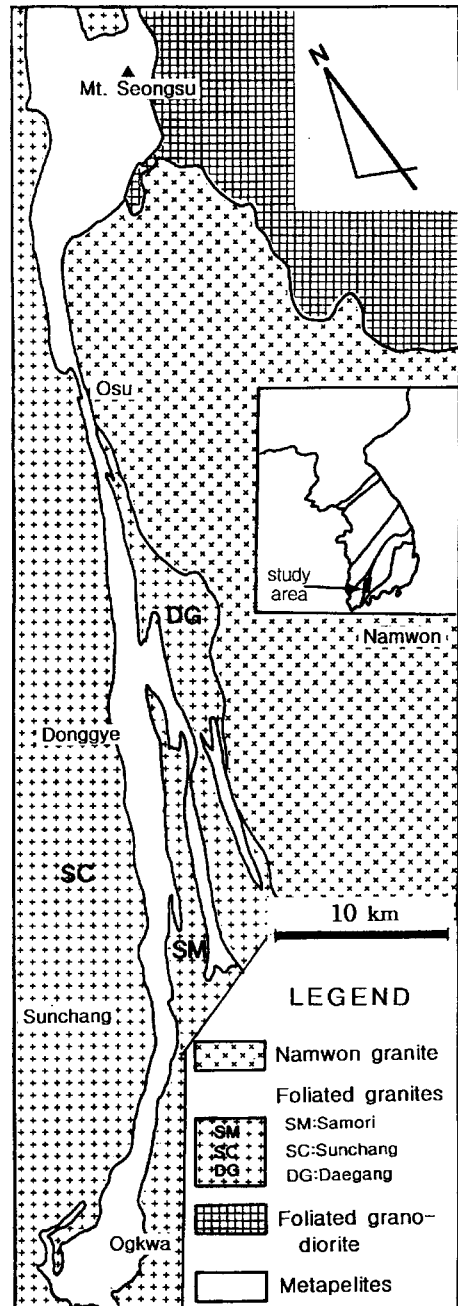


Fig. 1. Geologic map of the Sunchang shear zone area (modified after Kim, 1984 and Kim, 1990).

설옥리층에 대비되는 지층이다. 김동학과 이병주 (1984)와 김규봉 등 (1984)은 규암 하부에도 운모편암이나 천매암이 분포함을 중시하고, 용암산층과 설옥리층을 묶어 수 조의 규암이 협재된 변성퇴적암류로 취

급하였다.

연구지역의 북동측에 널리 분포하는 엽리상화강섬록암은 0.5~1 cm 크기의 자형 내지 반자형의 각섬석을 포함하며 이들은 방향성이 아주 미약하나, 흑운모는 반자형 내지 타형이며 비교적 큰 장석 결정을 둘러싸고 배열하여 뚜렷한 방향성을 나타낸다. 본암의 엽리 방향은 N25~35°E 이며, 경사는 50~70°SE 이다. 본암의 주 구성광물은 석영, 사장석, 미사장석, 각섬석 및 흑운모이며, 부 성분광물은 견운모, 녹염석, 녹니석, 저어콘, 인회석이며, 모드 분석 결과는 석영섬록암에서 화강섬록암 영역에 해당한다 (김정빈과 김용준, 1990). 본암의 K/Ar에 의한 절대연대는 198±9.9 Ma (김용준과 이창신, 1988)이다.

변성퇴적암류는 시대를 달리하는 세 종류의 엽리상화강암들에 의해 관입당하고 있는데, 시대가 오래된 순서부터 대강엽리상화강암, 순창엽리상화강암, 삼오리엽리상화강암이다. 장태우 외 (1995)에 의하면 연성전단대는 가장자리에서 중심부를 향해 전단변형작용이 증가함에 따라 관련구조가 순차적으로 변하는데, 본역의 변성퇴적암류와 접하는 순창엽리상화강암이 가장 심한 변형강도를 보여준다. 또한 전단대를 형성하는 전단변형과정 즉, 분쇄암화작용 과정에서 전단대 중심부를 향한 엽리 발달 정도의 강화와 더불어 입자 크기의 감소로 원암의 광물이 세립화되어 전형적인 편암에서와 같은 강한 편리를 발달시킨다. 대강엽리상화강암은 연구지역의 동측에서 변성퇴적암류와 접하며, 주 구성광물은 석영, 피어다이트, 미사장석, 사장석과 흑운모이며, 부 구성광물은 각섬석, 녹염석, 불투명광물과 스펀 및 저어콘이다. 순창엽리상화강암은 연구지역의 서측에서

순창읍을 중심으로 넓게 분포하며, 순창도폭 (박희인, 1966)에서 순창엽리상화강암으로 명명되었다. 순창엽리상화강암의 주 구성광물은 석영, 미사장석, 사장석과 흑운모이며, 부 구성광물은 녹니석, 녹염석, 견운모, 스펀, 인회석 및 저어콘이다. 삼오리엽리상화강암은 연구지역의 중앙부에 분포하며, 주 구성광물은 석영, 사장석, 미사장석, 백운모와 흑운모이고, 부 구성광물은 석류석과 녹염석으로 구성되어 있다. 김정빈과 김용준 (1990)에 의하면, 이들 세 엽리상화강암에 대한 모드분석 결과는 각각 알칼리화강암 내지 화강암 영역, 토날라이트에서 화강섬록암 영역 및 화강암 영역에 속한다. 엽리상화강암류의 절대연대는 대강엽리상화강암이 212±2 Ma이고, 순창엽리상화강암이 183±8 Ma (U/Pb법, Turek and Kim, 1995)이다.

연구지역에서 가장 젊은 남원화강암은 1:5만 남원도폭을 중심으로 구례도폭, 운봉도폭 및 우수도폭으로 연장 분포하는 화강암체 저반으로 변성퇴적암류를 관입하고 있다. 암상은 중립내지 조립질이고 전체적으로 광물 조성과 조직이 균질등방성 성질을 보여주나 변성퇴적암류와의 경계부에서 약한 엽리를 발달시키기도 한다 (김규봉 외, 1984). 남원화강암의 주 구성광물은 일반적인 암상에서 흔치 않는 각섬석을 다량으로 포함하며, 석영, 카리장석, 사장석, 흑운모로 구성된다. Cluzel *et al.* (1991)은 남원화강암이 불규칙한 저반의 형태로 순창엽리상화강암과 연성전단대를 관입 절단한다고 하였으나, 장태우 외 (1995)는 연성전단대와 접하는 부분에서 좁기는 하나 우수향감각의 뚜렷한 S-C엽리가 관찰되어 부분적으로는 연성전단작용을 받은 것으로 보고했다. 남원화강암의 절대연령에 대해 트리아스기라는 주장

No.	QZ, Mus	Chl	Bt	Ctd	St	Grt	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	Sample No.	Zones
	★							41,27,215	Chl zone
	★	★					[Sil], And	121,163,161	
	★	★	★				[Ky], And	133,180,110	Bt zone
1	★	★						259	
2	★			★				258	
3	★	★		★			[Sil]	289,207-8	
4	★	★		★		★		102,210	Grt zone
5	★	★	★			★		284,205-6	
6	★		★					201,251,265	
7	★			☆		★		255,88	
8	★	☆		☆	★	★	[Sil]	254,283,293	
9	★		★		★	★	[Ky]	252,264	St zone
10	★	☆	★		★		[Sil], And	6,214,257,268	

Boldic font number : aluminosilicate bearing sample : ★ progressive mineral, ☆ retrogressive mineral, [ ] relic minerals.

**Fig. 2.** Mineral assemblages and metamorphic zones of the Sunchang shear zone area. (Mineral abbreviations: Q, quartz; Ms, Muscovite; Chl, chlorite; Ctd, chloritoid; St, staurolite; Grt(or G), garnet; And, andalusite; Ky, kyanite; Sil, silimanite)

도 있으나, U/Pb법에 의한 저어콘의 연대는  $176 \pm 3$  Ma (김정빈과 김용준, 1990)로 쥘라기 화강암이다.

**광물조합과 변성분대**

본역에 분포하는 변성이질암은 광물공생관계로 보아, 최소한 2회의 누진변성작용과 1회 이상의 열변성작용을 받은 것으로 판단된다. 본역에서 가장 미세한 누진 변성작용을 M2로 정하고, 남정석과 규선석의 잔류광물에 의해 특징지어지는 변성작용은 M2 이전에 발생한 누진변성작용으로 판단하여 M1 변성작용으로 명명한다. 2회의 누진변성작용 후에 중생대에 관입한 화강암류에 의한 열변성작용을 M3 변성작용으로 기재한다. 본역에서 M2 변성작용은 광물조합을 기준으로 4개의 분대로 나누었다.

**M2 누진변성작용**

본역에서의 주 변성작용인 M2 변성작용을 광물조합에 의해 녹니석대, 흑운모대, 석류석대 그리고 십자석대로 분대하였으며 (Fig. 2), 이들의 지역적 분포는 Fig. 3에 나타났다. 변성분대의 기준이 되는 광물조합에서 잔류조직을 갖는 규선석과 남정석을 타 광물들과 공존하는 광물로 볼 수 없어 제외하였으며, 또한 석류석이나 십자석의 균열대 내지는 외곽부에서 불규칙하게 산출하는 녹니석이나 클로리토이드도 주된 변성작

용이 끝난 후의 2차적인 산물로 판단하여 광물조합에서 포함하지 않았다. Fig. 3에서 변성분대의 지역적 분포를 보면, 본역의 북부 (a)와 남부지역 (c)에서는 녹니석대와 흑운모대가 동쪽으로 향하며, 중부인 동계지역 (b)에서는 녹니석대와 흑운모대 동측에 석류석대와 십자석대가 거의 중첩되며, 보다 동측에는 다시 석류석대가 출현한다. 각 분대의 특징적인 광물조합과 조직은 다음과 같다.

**녹니석대**

녹니석대의 광물조합은 녹니석-백운모-석영이며, 주로 순창엽리상화강암이 분포한 서측에 분포한다. 본역의 북부에 속하는 오수-진안 지역에서 녹니석은 점문상의 집합체를 이루기도 하나, 보통은 백운모와 함께 편리를 이루며 산출된다. 본대에 속하는 규질편암은 모자이크상의 석영 사이를 백운모가 편리를 이루며 채워진 형태이며, 남원화강암과 인접한 지역에서는 다양한 크기의 전기석이 다량으로 포함된다.

**흑운모대**

분포상 가장 넓은 면적을 차지하는 본대는 대부분 갈색계열의 다색성을 보이는 흑운모가 관찰되며, 일부 시료에서는 녹색계열의 흑운모가 녹염석과 녹니석을 수반하여 산출한다. 옥과지역에 분포하는 시료 133는 석영으로 구성된 백색부와 녹니석로 이루어진 녹색부의 호상구조를 보이며, 열은 갈색에서 짙은 녹색의

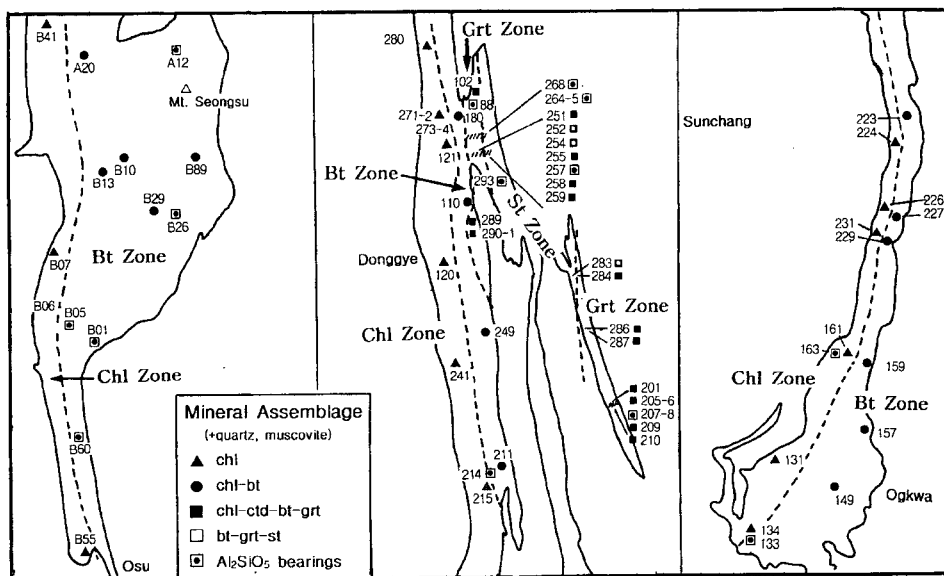


Fig. 3. Metamorphic map of metaplates in the Sunchang shear zone area. (the same abbreviations in Fig. 2 are used).

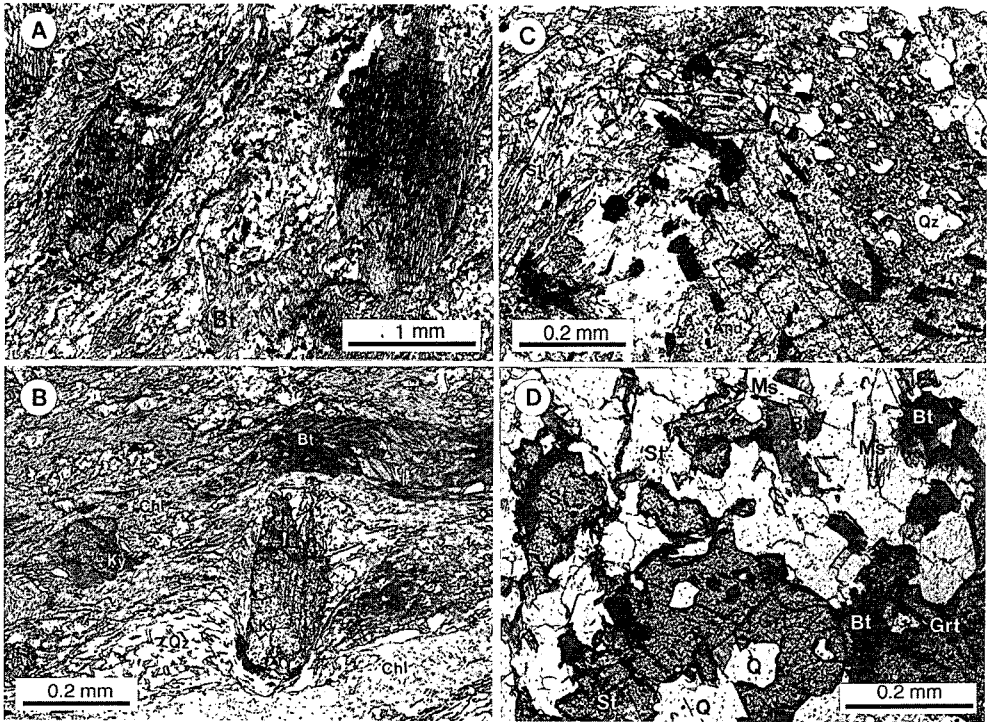


Fig. 4. Photomicrographs showing kyanite bearing rocks, (A) and (B) are sample 265 and 133, respectively. (C) Andalusite and silimanite bearing rock (sample 163). (D) Assemblage biotite-staurolite-garnet of sample 264. All are open polarized light and the same abbreviations in Fig. 2 are used.

다색성을 보이는 흑운모를 포함한다. 장축의 길이가 최대 1 mm에 이르는 납정석의 잔류결정들이 관찰된다 (Fig. 4B)

**석류석대**

석류석대의 대표적인 광물조합은 7개 그룹으로 나눌 수 있으며, Fig. 2에 있는 일련 번호 순으로 대표적인 시료에 대해 산상과 조직을 간략히 기술하면 다음과 같다. 이하의 모든 광물조합에는 백운모와 석영을 항상 포함한다.

석영, 백운모 및 녹니석 (1)로 구성된 시료 259는 운모편암으로 규암이 전단변형을 받아 형성된 시료이고, 석영, 백운모, 녹니석 및 클로리토이드 (2)로 구성된 시료 258의 조직은 광물조합 (3)과 유사하다.

**녹니석-클로리토이드 (3)**

동계면 수장리 (壽藏里)에서 산출되는 시료 289의 경우, 석영과 백운모가 나란히 배열되어 편리를 이루며, 모자이크 형태의 석영과 백운모는 모두 소립이다. 대부분의 클로리토이드는 백운모가 편리를 이루고 있

는 부분에서 판상의 결정들이 방사상 (모래시계)형태를 이루며, 이들 집합체의 크기는 0.5 mm 이하이다. 또한 단결정으로 성장한 것도 자주 관찰되며, 녹니석과 이웃하는 경우도 많다. 시료 207과 208은 주생 터널 동측에서 채취한 시료로서 녹니석과 클로리토이드로 구성되며, 규산석의 잔류광물이 관찰된다.

**녹니석-클로리토이드-석류석 (4)**

동계면 수정리 (水亭里) 인근의 시료 102는 직경 2 mm 정도의 석류석이 띠를 이루며 분포하고, 이들 주변에 소립의 녹니석이 편리를 따라 발달한다. 클로리토이드는 길이 2 mm, 폭 0.5 mm 내외의 판상으로 녹니석과 함께 발달한 경우도 있으며, 길이 3 mm 에 달하는 결정이 편리와 사교하여 발달하고 있다. 이들은 엘바이트 쌍정과 유사한 모양의 반복쌍정을 보이며, 내부에는 크고 작은 석영이 성장하여 벌레먹은 모양을 하고 있다. 주생 터널 동측에 산출하는 시료 210은 직경 2 mm 정도의 석류석과 녹니석이 편리를 구성하며 발달되어 있다. 여기서 클로리토이드는 보다 작은 결정들의 집합체로 나타나며, 석류석과 인접하여 발달하

는 경우는 적다. 시료 102와 비교할 때, 녹니석과 백운모의 구성비가 석영보다 훨씬 많으며, 편리의 발달도 현저하다.

#### 녹니석-흑운모-석류석 (5)

대부분 석영으로 구성된 암석으로 편리가 잘 발달되어 있으며, 소량의 흑운모와 녹니석, 백운모가 석영 사이를 채우고 있다. 이들 운모류와 함께 0.3 mm 정도의 석류석이 소량 분포한다 (시료 205, 206). 대산면 감동저수지 상부 계곡에서 채취한 시료 284는 최대 직경 7 mm 의 석류석이 박편크기의 시료에서 2~3 개 정도 발달하며, 내부와 결정의 연변부에 작은 석영이 2차적으로 성장하고 있다. 녹니석은 석류석 주변에서 넓이 2 mm 이상으로 집합체로 산출하는데, 이러한 녹니석의 집합체가 흑운모 또는 석류석의 후퇴변성의 산물인지는 정확치 않다.

#### 흑운모 (6)

풍악산 서측에 분포한 시료 251은 옅은 갈색에서 짙은 갈색의 다색성을 보이나, 주생터널 동측에 채취한 시료 201은 옅은 녹색에서 녹갈색의 다색성을 나타내며, 시료의 위치로 보아 석류석대에 해당한다.

#### 석류석 (7)

풍악산 서측의 시료 255는 직경 5 mm 내외의 석류석과 백운모로 구성되며, 석영은 석류석의 압력음영대나 0.2 mm 이하의 폭을 가진 맥상으로 분포하며, 백운모가 차지하는 구성비가 90% 이상이다. 이 암석은 주월리에서 풍악산에 이르는 길에 아주 잘 발달되어 있으며 석류석 광상으로 개발된 암석 시료와 유사하다. 시료 88은 동계면 수정리 석류석 폐광상의 시료로 직경 5 mm 이상의 석류석과 소량의 클로리토이드가 관찰된다. 클로리토이드는 석류석의 균열대를 따라 발달되며, 석류석과 떨어진 곳에서는 관찰되지 않아 2차적인 광물로 판단하였다. 이 시료에서는 섬유상의 규선석이 관찰된다.

#### 십자석대

이 분대는 십자석을 포함하며, 위치로는 대부분 석류석대와 부분적으로 중첩되며, 변성이질암 분포지역의 중심부에 해당한다.

#### 십자석-석류석 (8)

이 광물조합은 십자석과 석류석을 주 구성광물로 하며, 흑운모를 포함하지 않는다. 시료 254는 하나의 박

편 크기 (2×2 cm)에서 크게 두 부분으로 나누어진다. 한쪽은 석류석이 석영, 백운모와 함께 0.5 mm 정도의 띠를 이룬다. 석류석 결정은 신장되어 (4×7 mm) 작은 조각으로 분할되어 있으며, 석류석의 균열대를 따라 소량의 녹니석이 관찰된다. 또 다른 쪽은 다량의 십자석이 소량의 클로리토이드, 녹니석, 석영, 백운모와 함께 편리를 구성하는데, 이 부분에는 석류석이 없다. 여기서 클로리토이드는 십자석의 주변 또는 내부에 분포한다.

시료 283은 대산면 감동제 위 부분에서 산출하며, 7 mm에 달하는 석류석 주변에 소립의 클로리토이드와 녹니석이 발달하며, 석류석과 떨어진 곳에서는 클로리토이드와 녹니석으로 둘러싸이거나 침투된 십자석이 발달한다. 동계면 수정리 마을에서의 발견한 1 m×1 m 크기의 수 많은 전석 (시료 293) 중의 하나로 현지인들은 개호피석으로 불리는 암석이다. 박편 크기에서 대략 60%를 차지하는 광물이 십자석이며, 십자석과 밀접히 수반되는 광물이 클로리토이드이다. 석류석은 십자석 결정들이 밀집된 공간에 소량 관찰되며, 이들 광물 사이를 석영과 백운모가 채우고 있다. 규선석은 섬유상 및 주상으로 석영이나 백운모 결정들 사이에서 자주 관찰되나, 십자석 내부에서도 관찰되기도 한다. 석류석 또는 십자석의 균열대 및 주변에서 소량의 클로리토이드와 녹니석이 관찰된다.

#### 흑운모-십자석-석류석 (9)

시료 252 편리의 발달이 미약한 암석으로 석류석은 최대 직경이 6 mm에 이르며, 십자석은 대략 1 mm 내외의 크기이다. 흑운모는 옅은 녹색에서 녹갈색의 다색성을 보이며, 대개는 십자석과 인접하여 발달하여 있다. 시료 264의 경우는 편리의 발달이 현저하며, 갈색 계열의 다색성을 보이는 흑운모와 백운모가 편리를 구성하고, 5 mm 이상의 크기를 가진 석류석과 0.2~0.3 mm의 십자석이 산출된다 (Fig. 4D).

#### 흑운모-십자석 (10)

십자석과 흑운모를 포함하는 2개의 시료가 녹니석대에 해당하는 지역에서 산출된다. 하나는 오수지역에서의 시료 6이고, 또 하나는 동계지역에서의 시료 214이다. 시료 6에서의 흑운모는 옅은 녹색에서 녹갈색의 다색성을 보이며, 대개는 십자석과 인접하여 발달하고 있다. 시료 214의 주 구성광물은 흑운모와 십자석이며, 열변성작용으로 생성된 것으로 판단되는 홍주석이 이들과 함께 산출된다. 위 두 시료는 석류석을 포함하지 않으며, 위치로는 녹니석대에 해당하나 광물조합으로는

십자석대에 해당하여 이에 대한 연구가 필요하다. 시료 257, 268는 다량의 십자석과 소량의 흑운모를 포함하는 시료로서 마름모꼴이나 주상의 규선석이 관찰된다.

### M1 변성작용

본역에서 M2 변성작용 이전에 누진변성작용이 발생했을 것으로 판단되는 이유는 잔류조직을 보이는 남정석과 규선석이 산출되기 때문이다. 남정석의 잔류물이 관찰되는 시료는 녹니석-흑운모-남정석 (133)과 흑운모-남정석 (265)이다. 규선석을 포함하는 시료는 녹니석-클로리토이드-규선석 (207, 208), 클로리토이드-석류석-규선석 (88), 십자석-석류석-규선석 (293) 및 흑운모-십자석-규선석 (시료 257, 258)이며, 규선석이 홍주석과 함께 산출되는 경우 (녹니석-홍주석-규선석, 시료 163)도 있다.

남정석이 산출되는 시료 133는 흑운모대에 해당하며, 장축의 길이가 최대 1mm에 이르는 남정석 결정들이 녹니석으로 이루어진 편리 내부에 산재하며, 일부는 변형과정에서 편리방향으로 절단되어 떨어진 부당구조(boudinage structure)를 나타낸다 (Fig. 4B). 남정석을 포함하는 시료 265 (Fig. 4A)는 시료 264와 동일한 노두에서 채취한 시료이며, 이들 사이의 거리는 10cm 미만이다. 위치는 풍악산에서 2km 정도 북서 방향에 있는 산 정상 부근으로, 동계면 주월마을에서 풍악산 방향으로 개설된 별채길의 동측 끝에서 정상쪽으로 30m 정도 상부이다. 현미경하에서 남정석은 뚜렷한 한 방향 또는 두 방향의 벽개를 보이며, 벽개를 따른 소광각은 30°이하이다.

규선석을 포함하는 시료 207과 208은 녹니석과 클로리토이드가 편리를 이루며, 편리를 따라 신장된 형태의 직경 2mm 반상변정이 관찰되는데, 대부분은 백운모로 치환되어 있으나 반상변정의 중심부에 섬유상의 규선석이 잔류하고 있다. 시료 88은 직경 5mm 이상의 석류석과 규선석 그리고 백운모로 구성되며, 규선석은 거의 전부가 섬유상이며, 주상의 결정도 드물게 관찰된다. 이 시료의 규선석은 대부분 백운모로 치환되어 있다. 시료 257와 268은 주상의 규선석과 마름모꼴 내지는 직사각형의 1방향의 벽개를 가진 규선석이 관찰된다. 이들 규선석의 일부는 십자석 내부에 포함되어 산출된다. 홍주석과 함께 산출되는 규선석은 홍주석 내에 포획된 형태로 나타난다 (Fig. 4C).

본역에서 산출하는 남정석과 규선석은 잔류된 광물의 조직을 나타내며, 이들이 산출하는 위치가 녹니석

대를 비롯하여 모든 변성분대에 해당된다. 또한 광물의 공생관계로 보아 남정석이나 규선석이 녹니석이나 클로리토이드와 평형관계로 보기 어렵다. 따라서 이들은 본역의 주된 변성작용인 M2변성작용 이전에 경험한 광역변성작용 (M1)에 의해 생성된 광물이 잔류하는 것으로 판단된다.

### M3 변성작용

이 변성작용은 화강암체와의 접촉부에서 인지되며, 관입암체의 열변성작용으로 생성된 것으로 판단되는 광물조합은 홍주석을 포함한다. 연구지역의 북부인 오수지역에서는 남원화강암과 접하는 지역에서 홍주석의 발달이 현저하며, 이들은 주로 흑운모와 공존한다. (시료 1, 5, 12, 26, 60). 이들은 최대 5mm의 직경을 갖는 반상변정을 이룬다. 남부의 옥과지역의 순창엽리상화강암에 가까운 지역에서 산출되는 시료 163 (Fig. 4C)은 장축의 길이가 4mm에 이르는 다량의 홍주석과, 홍주석의 내부 또는 주변부에서 주상 내지는 섬유상의 규선석이 관찰되며, 녹니석과 함께 다량의 전기석도 함께 관찰된다. 동계지역에서는 순창엽리상화강암과 인접한 지역에 국한되어 홍주석이 관찰된다 (시료 214).

본역에서 관찰되는 홍주석은 모두가 화강암과 인접한 지역에 국한되어 산출된다. 또한 본역에서 화강암과 인접한 부분에서는 특징적으로 다량의 전기석을 관찰되는데, 홍주석을 포함하는 시료에도 다량의 전기석이 포함되어, 홍주석의 성장은 화강암체의 관입과 밀접한 관련이 있는 것으로 판단된다. 일부의 홍주석은 내부에 규선석을 포함하고 있어 (시료 163), 기존의 남정석이나 규선석이 상전이하여 형성된 것으로 볼 수 있으나, 대부분의 홍주석은 단독으로 존재하여 상변이의 산물이라기보다는 백운모와 녹니석이 반응하여 생성된 것으로 사료된다. 이렇게 홍주석을 발달시킨 열변성작용을 여기서는 M3로 정하였다. 그리고 본역에서 산출되는 많은 홍주석이 신장되어 있음은 홍주석이 형성된 후에 전단변형작용을 받았음을 의미 할 것이다.

### 광물의 공생관계

각 변성분대에서의 광물조합을 AFM 삼각도에 나타내면 Fig. 5와 같다. 단, 앞에서 설명했듯이 남정석과 규선석은 M1 변성작용의 잔유물로 취급하여, M2 변성작용의 결과로 공존하는 광물에서 제외한다. 녹니석대와 흑운모대의 광물조합은 Fig. 5a와 같으며, 이들

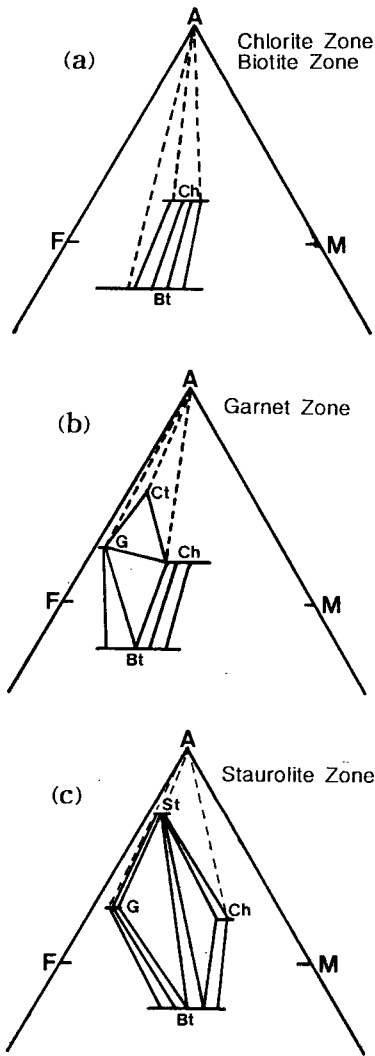


Fig. 5. AFM projections showing assemblages from the metapelites in Sunchang shear zone coexisting with muscovite, quartz and H<sub>2</sub>O in the Sunchang shear zone area.

사이의 반응은 단순하게 백운모+녹니석=백운모+흑운모+석영+H<sub>2</sub>O로 생각할 수 있다.

석류석대의 광물조합은 석류석과 클로리토이드의 출현이 특징이며, 대표적인 AFM광물의 공생관계는 녹니석-클로리토이드, 녹니석,클로리토이드-석류석, 녹니석-흑운모-석류석이며, 클로리토이드와 흑운모가 공존하는 경우는 발견할 수 없다. 위의 공존 관계는 Fig. 5b와 같이 나타낼 수 있다.

십자석대에서 대표적인 AFM광물의 공생관계는 석류석-십자석, 흑운모-석류석-십자석 그리고 흑운모-십자

석이다. 석류석의 균열대에서 산출하는 녹니석이나, 십자석 내부나 주변에서 산출하는 클로리토이드 (Fig. 2에서 기호 ☆로 표시)는 후퇴변성 산물로 취급하여 공존하는 광물에 포함하지 않았다 (Fig. 5c).

클로리토이드는 보통 저변성도에서 아주 흔한 광물이지만 각섬암상의 변성도를 가진 암석에서도 보고되고 있다. 또한 클로리토이드는 일반적으로 응력광물 (stress mineral)로 알려져 있으며 (예; Atkinson, 1956), 이들은 구조운동과 동시 또는 후기에 편리면을 따라 재결정될 수 있다. 본역의 클로리토이드는 다발형태를 가진 것도 많으나 단결정이 편리면을 따라 거의 평행하게 배열된 것도 많아 M2 변성작용 이후에 일어난 전단변형시 만들어졌을 가능성도 있다. 그러나 십자석과 십자석 내부 또는 외곽에 분포하는 클로리토이드와의 철마그네슘 분배계수가 거의 1에 가까워 십자석대의 클로리토이드는 십자석의 후퇴변성반응 (예, 클로리토이드=십자석+석영+H<sub>2</sub>O+FeO+O<sub>2</sub>=클로리토이드; Deer *et al.*, 1962)에 의한 것으로 사료된다.

### 변성광물의 화학조성

광물의 화학조성을 알기 위해 결정 입자의 크기가 비교적 크고, 변질작용을 적게 받은 것으로 보이는 대표적인 7개의 변성퇴적암을 광물조합과 분포를 근거로 선별하여 전자현미분석 (EPMA)을 실시하였으며, 이 분석된 시료들의 위치와 광물조합은 Fig. 3에 나타났다. 전자현미분석은 한국표준과학연구원 기초과학지원센터 동위원소분석실에 설치된 CAMECA SX-51를 이용하였다. 분석시 가속전압은 15 kV, 빔 (beam)직경은 10 μm, 그리고 빔 전류는 20 nA이다.

### 백운모

본역에 산출하는 백운모들의 대표적인 화학조성은 Table 1에 수록하였는데, 조직이 다른 (엽리와 나란하게 배열된 것과 엽리나 편리를 사교 또는 절단하는 것) 백운모들이 화학 성분상의 차이를 보이지 않아 후기에 성분상의 평형이 일어나 균질화된 것으로 해석된다. 분석된 백운모들은 모두 상당량의 파라고나이트성분을 함유하는데, Na/(Na+K)값이 0.07에서 0.20의 범위로 Na-K 단성분간의 고용체를 이루고 있음을 알 수 있다. 또한 Mg비는 공존하는 유색광물에 따라 큰 차이를 보인다. 백운모가 흑운모나 석류석, 십자석 또는 클로리토이드와 공존할 경우 (주로 석류석대 이상의 광물조합)



**Table 1.** Representative analyses of muscovite in the metapelites.

Sample	10	20	29	262	289	210	102	284	206	251	207
SiO <sub>2</sub>	46.37	46.70	46.05	46.46	45.43	46.92	46.72	45.83	46.62	46.30	46.92
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.22	0.05	0.87	0.16	0.17	0.69	0.37	0.27	0.57	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.81	35.16	36.62	32.15	37.40	36.40	36.49	36.27	36.00	33.77	36.57
FeO	0.83	1.11	0.99	1.76	0.91	1.00	1.08	1.07	1.11	1.65	0.93
MnO	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
MgO	0.88	0.50	0.45	1.31	0.18	0.32	0.25	0.38	0.36	0.99	0.23
CaO	0.00	0.19	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.52	1.44	1.11	0.28	1.72	1.33	1.07	1.01	0.87	0.32	1.26
K <sub>2</sub> O	10.10	8.76	9.50	11.27	8.98	9.60	9.95	10.29	10.22	11.10	9.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.26	94.08	94.80	94.10	94.80	95.73	96.27	95.28	95.45	94.70	96.28
Cations per 22 oxygens											
Si	6.209	6.236	6.119	6.311	6.033	6.175	6.131	6.097	6.175	6.234	6.144
Al <sup>(IV)</sup>	1.791	1.764	1.881	1.689	1.967	1.825	1.869	1.903	1.825	1.766	1.856
Al <sup>(IV)</sup>	3.701	3.770	3.853	3.458	3.886	3.821	3.774	3.783	3.794	3.592	3.788
Ti	0.068	0.022	0.005	0.089	0.016	0.016	0.068	0.037	0.027	0.058	0.063
Fe	0.093	0.124	0.110	0.200	0.101	0.110	0.118	0.119	0.123	0.186	0.102
Mn	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000
Mg	0.176	0.100	0.089	0.265	0.035	0.062	0.048	0.075	0.070	0.198	0.045
Ca	0.000	0.027	0.004	0.000	0.005	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.135	0.373	0.286	0.074	0.443	0.338	0.272	0.261	0.223	0.083	0.320
K	1.725	1.492	1.610	1.954	1.521	1.612	1.665	1.746	1.727	1.907	1.625
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg'	0.654	0.445	0.448	0.570	0.258	0.362	0.288	0.386	0.364	0.516	0.307
Na/Na+K'	0.073	0.200	0.151	0.036	0.226	0.173	0.140	0.130	0.114	0.042	0.165

\* Total Fe as FeO, Mg' : Mg/(Mg+Fe).

**Table 1.** Continued

Sample	88	254	283	293	252	264	257	268	6	265	26	163
SiO <sub>2</sub>	47.15	45.24	45.57	44.82	45.84	46.44	45.68	45.14	45.84	46.66	46.62	46.38
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.32	0.29	0.24	0.16	0.11	0.33	0.25	0.50	0.33	0.03	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36.47	37.34	36.66	37.17	37.18	36.64	35.85	36.14	34.51	36.09	35.84	35.49
FeO	1.26	0.88	1.01	0.79	0.94	1.18	0.96	0.98	3.01	1.19	1.51	2.44
MnO	0.05	0.00	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.30	0.13	0.30	0.10	0.20	0.22	0.31	0.17	0.65	0.40	0.70	0.40
CaO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02
Na <sub>2</sub> O	1.25	1.34	1.02	1.81	1.32	0.59	1.15	0.57	0.96	0.58	1.17	0.88
K <sub>2</sub> O	9.93	9.87	10.07	8.98	9.72	10.49	9.86	10.89	9.79	10.13	9.30	9.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	96.58	95.12	95.00	93.97	95.35	95.67	94.16	94.15	95.28	95.40	95.20	95.67
Cations per 22 oxygens												
Si	6.171	6.015	6.071	6.010	6.068	6.149	6.130	6.088	6.145	6.174	6.177	6.154
Al <sup>(IV)</sup>	1.829	1.985	1.929	1.990	1.932	1.860	1.870	1.912	1.855	1.826	1.823	1.846
Al <sup>(IV)</sup>	3.796	3.864	3.826	3.883	3.869	3.849	3.800	3.832	3.597	3.803	3.773	3.704
Ti	0.013	0.032	0.029	0.024	0.016	0.011	0.033	0.026	0.050	0.033	0.003	0.041
Fe	0.138	0.098	0.112	0.088	0.104	0.131	0.107	0.111	0.337	0.132	0.167	0.271
Mn	0.005	0.000	0.009	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000
Mg	0.058	0.025	0.059	0.020	0.039	0.044	0.062	0.033	0.130	0.078	0.138	0.079
Ca	0.005	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.003
Na	0.317	0.345	0.263	0.471	0.338	0.150	0.299	0.149	0.249	0.149	0.301	0.225
K	1.658	1.674	1.712	1.536	1.641	1.769	1.688	1.873	1.674	1.711	1.572	1.631
P	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Mg'	0.296	0.203	0.344	0.183	0.271	0.253	0.366	0.231	0.278	0.372	0.453	0.227
Na'	0.161	0.171	0.133	0.235	0.171	0.078	0.151	0.074	0.130	0.080	0.161	0.121

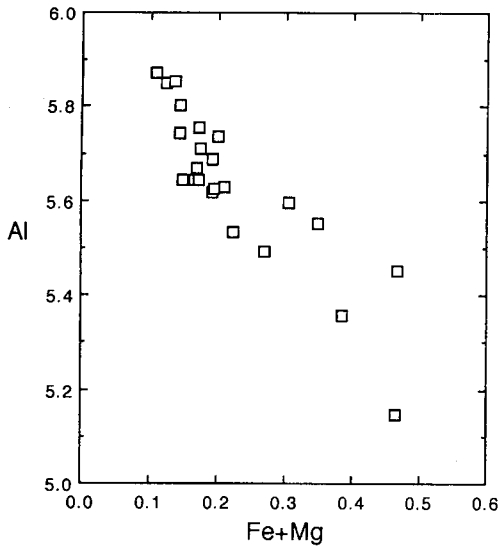


Fig. 6. Compositions of muscovite from the metapelites in Sunchang shear zone, plotted in terms of total Al and Fe+Mg.

는 0.20에서 0.39의 낮은 값을 보이는 반면, 다른 유색광물이 없이 흑운모 (±녹니석)와 공존하는 경우는

석류석대에 해당하는 지역 (예, 시료 251, 26)이라도 0.45에서 0.65 사이의 높은 값을 갖는다. 이러한 차이는 변성과정에서 철을 소비하며 성장하는 광물의 증가 관련이 있는 듯 하다.

Mather (1970)은 AKF 상관도에서 변성도가 증가함에 따라 ‘F’단성분 (Fe+Mg)이 감소하면서 ‘A’단성분이 증가함을 지적하였다. 본역의 백운모들은 다변성작용으로 인하여 변성도에 따른 Fe+Mg대 총 Al 함량의 관계는 불명확하다. 그러나 백운모의 Mg+Fe와 Al<sup>(IV)</sup>는 뚜렷한 비례관계를 보인다 (Fig. 6). 이와 같은 백운모의 성분변화는 처마카이트 (tschermakite)치환, 즉 (Mg, Fe<sup>2+</sup>)+Si=Al<sup>IV</sup>+Al<sup>VI</sup>에 의해 설명된다.

흑운모

흑운모는 저온부에서 아주 작은 크기를 가지고 무질서하게 분포하며 변성도가 커짐에 따라 입자의 크기나 배열상태가 양호해진다. 그러나 변형이 심한 암석에서는 물고기형태를 이루기도 하며, 다변성의 결과로 비교적 큰 흑운모 입자를 자르며 성장한 작은 크기의 흑운모도 흔히 관찰된다. 대부분의 흑운모는 갈색계열의

Table 2. Representative analyses of biotite in the metapelites.

Sample	10	20	29	149	157	120	262	206	251	252	264	6	265	257	268	26
SiO <sub>2</sub>	35.63	35.33	34.79	35.68	36.23	35.81	34.88	31.68	35.25	33.63	33.24	34.85	32.89	33.73	32.65	34.62
TiO <sub>2</sub>	1.70	1.66	1.57	1.55	1.50	1.65	2.27	2.01	2.69	1.88	2.01	1.44	1.99	1.86	2.32	2.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.78	19.36	18.70	16.82	16.26	16.11	17.11	17.96	16.62	19.50	19.20	18.72	19.40	19.12	18.95	19.29
FeO*	18.62	17.75	21.17	18.39	19.69	18.33	20.16	27.84	21.39	25.40	25.87	21.35	25.19	24.91	28.16	20.13
MnO	0.19	0.08	0.08	0.19	0.33	0.14	0.25	0.03	0.35	0.01	0.04	0.18	0.04	0.09	0.01	0.27
MgO	11.63	9.56	9.43	11.20	9.83	11.61	8.90	5.50	8.46	5.25	4.28	8.85	5.34	5.24	2.53	8.86
CaO	0.05	0.09	0.01	0.03	0.06	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05	0.05	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.04	0.07	0.05	0.03	0.06	0.04	0.07	0.04	0.24	0.13	0.24	0.09	0.31	0.15	0.21
K <sub>2</sub> O	8.74	7.50	9.14	9.68	9.47	10.14	9.98	7.70	10.08	8.84	8.96	9.00	8.91	9.09	9.04	8.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Total	94.43	91.37	94.96	93.57	93.39	93.85	93.60	92.80	94.91	94.79	93.75	94.66	93.92	94.40	93.88	94.49
Cations per 22 oxygens																
Si	5.442	5.494	5.362	5.532	5.654	5.553	5.474	5.177	5.491	5.302	5.325	5.393	5.243	5.341	5.297	5.319
Al <sup>(IV)</sup>	0.558	0.506	0.638	0.468	0.346	0.447	0.526	0.823	0.509	0.698	0.675	0.607	0.757	0.659	0.703	0.681
Al <sup>(VI)</sup>	2.643	3.043	2.759	2.605	2.644	2.497	2.639	2.636	2.542	2.925	2.948	2.807	2.888	2.911	2.921	2.811
Ti	0.195	0.194	0.182	0.180	0.176	0.192	0.268	0.247	0.316	0.223	0.243	0.168	0.239	0.221	0.284	0.305
Fe	2.378	2.308	2.728	2.384	2.569	2.377	2.645	3.805	2.786	3.349	3.465	2.763	3.358	3.298	3.820	2.586
Mn	0.025	0.011	0.010	0.025	0.043	0.018	0.034	0.004	0.046	0.001	0.005	0.024	0.006	0.013	0.002	0.035
Mg	2.648	2.216	2.167	2.590	2.287	2.685	2.083	1.339	1.964	1.233	1.022	2.042	1.268	1.238	0.612	2.029
Ca	0.008	0.015	0.002	0.004	0.009	0.000	0.002	0.001	0.007	0.007	0.004	0.005	0.003	0.008	0.008	0.005
Na	0.027	0.012	0.021	0.014	0.010	0.019	0.012	0.023	0.012	0.074	0.040	0.072	0.029	0.094	0.048	0.063
K	1.703	1.488	1.797	1.914	1.884	2.005	1.998	1.605	2.003	1.778	1.831	1.777	1.813	1.835	1.870	1.654
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg'	0.537	0.490	0.443	0.521	0.471	0.530	0.441	0.260	0.413	0.269	0.228	0.425	0.274	0.273	0.138	0.440

\* Total Fe as FeO, Mg' : Mg/(Mg+Fe)

다색성을 보이나 일부는 녹색계열의 다색성을 보인다. 흑운모의 색은 일반적으로 그들의 화학조성과 관련이 깊으며, 특히  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , 그리고 Ti와의 상대적인 비에 좌우된다. Ti의 함량이 낮은 흑운모의 색은 Fe성분이 증가함에 따라 청녹색에서 황색 또는 녹갈색을 지나 갈색으로 변하는 반면, Ti의 함량이 높을 때는 Fe의 함량과 관계없이 적갈색을 나타낸다 (W.A. Deer *et al.*, 1992). 또한 흑운모는 변성온도가 낮은 암석에는 녹갈색조가, 그리고 변성온도가 높은 암석에는 적갈색조가 강한 경향을 보이며, 녹갈색조는  $Fe^{2+}$ 가 많은 이유로, 적갈색조는 Ti가 많은 것으로 해석하기도 한다 (Miyashiro, 1958; Hall, 1941, Hayama, 1959). 본역에서 산출하는 흑운모의 색은 주로 Ti의 함량과 관련이 있는 듯 하다. 본역의 흑운모들 중에서 22개의 무수산소를 기준으로 한 단위 화학식당 흑운모의 Ti 함량이 0.180 미만 (예, 시료 6, 149, 157)인 것들은 대부분 열은 녹색에서 짙은 녹색의 다색성을 나타낸다 (Table 2).

이질변성암 내의 흑운모 조성은 공존하는 광물에 의해 영향을 받는 것으로 해석되며, 일반적으로 변성온도가 상승함에 따라, Mn, Fe가 감소하고, Mg, Ti, 4배위수를 갖는 Al 등이 증가하는 경향이 있다 (Miyashiro, 1958; Lambert, 1959; Oki, 1961). 흑운모의 Mg비 ( $Mg/Mg+Fe$ )는 0.14~0.52이며, 변성

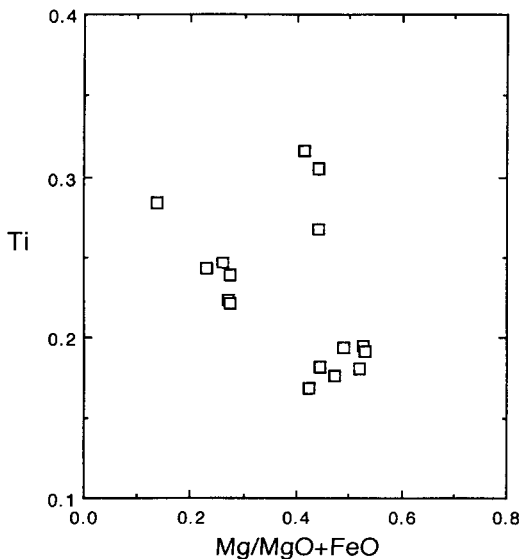


Fig. 7. Compositions of biotite from the metapelites in Sunchang shear zone, plotted in terms of  $Mg/(Fe+Mg)$  and Ti.

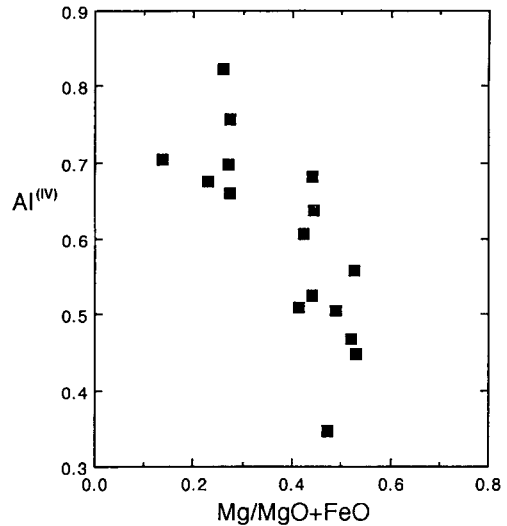


Fig. 8. Compositions of biotite from the metapelites in Sunchang shear zone, plotted in terms of  $g/(Fe+Mg)$  and  $Al^{(IV)}$ .

도에 따라 차이를 보인다. 흑운모의 Mg비가 0.44이상인 것은 주로 흑운모대에서, 미만인 것은 석류석대의 암석에서 관찰된다. 일반적으로 변성도가 증가함에 따라 흑운모내의 Ti 함량이 증가한다고 알려져 있는데 (Guidotti, 1984), 본역에서는 변성도와 함께 Mg비도 Ti의 함량과도 상관성을 보인다. 일부 시료를 제외하면, 대체적으로 Mg비가 낮은 고변성도 (석류석대 이상)의 흑운모에서 Ti 함량은 0.221에서 0.316로 높고, Mg비가 높은 저변성도 (흑운모대)에서는 0.168~0.194의 범위로 낮다. Fig. 7에서 Ti함량과 Mg비는 뚜렷하지는 않으나 전체적으로 반비례의 상관관계를 보여준다.  $Al^{(IV)}$ 는 0.346에서 0.757까지의 값을 가지며, Ti와  $Al^{(IV)}$ 사이의 치환관계가 분명하지 않지만,  $Al^{(IV)}$ 와 Mg비와는 전체적으로 반비례 관계를 보인다 (Fig. 8).

#### 녹니석과 클로리토이드

녹니석은 입자가 작거나 흑운모와 함께 얇은 띠를 이루며 편리를 따라 배열되어있을 경우가 많아 EPMA 분석이 곤란하여 녹니석의 분석값은 많지 않다. 분석된 녹니석의 화학조성에서  $Mg/Mg+Fe$ 값은 0.15에서 0.58의 넓은 범위를 나타내며 (Table 3), 녹니석과 석영, 백운모로 구성된 시료 120에서 가장 높다. 다른 철마그네슘광물 없이 흑운모와 공존하는 녹니석의 Mg비는 석류석대의 그것보다 낮은 0.15에서 0.27사이의

**Table 3.** Representative analyses of chlorite in the metapelites, on the Sunchang shear zone.

Sample	120	20	29	102	207	289	210	157	209	206	254	283
SiO <sub>2</sub>	24.17	23.88	24.43	22.89	22.62	22.03	22.32	27.23	22.76	23.07	22.29	23.07
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.06	0.05	0.11	0.10	0.07	0.07	0.10	0.12	0.06	0.05	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.42	22.75	22.49	22.46	23.06	23.43	21.94	17.16	22.14	22.21	23.05	23.27
FeO*	21.95	27.23	26.45	33.42	32.99	34.26	35.29	26.86	34.24	33.92	35.18	30.67
MnO	0.27	0.21	0.24	0.28	0.04	0.04	0.12	0.26	0.04	0.15	0.00	0.00
MgO	16.67	13.91	13.99	7.04	7.79	6.93	6.44	14.40	7.57	7.63	7.13	9.86
CaO	0.00	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.09	0.02	0.02	0.01	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	84.56	88.08	87.73	86.26	86.65	86.81	86.24	86.12	86.93	87.08	87.71	86.95
Cation per 20 oxygens												
Si	5.216	5.073	5.184	5.152	5.048	4.950	5.089	5.900	5.104	5.151	4.974	5.058
Al <sup>(IV)</sup>	0.784	0.927	0.816	0.848	0.952	1.050	0.911	0.100	0.896	0.849	1.026	0.942
Al <sup>(VI)</sup>	4.662	4.770	4.809	5.111	5.113	5.152	4.985	4.283	4.956	4.996	5.037	5.068
Ti	0.007	0.010	0.008	0.018	0.017	0.012	0.012	0.015	0.020	0.011	0.009	0.012
Al	5.446	4.837	4.694	5.959	6.065	6.202	5.896	4.383	5.852	5.845	6.063	6.010
Fe	3.961	0.038	0.043	6.290	6.156	6.435	6.728	4.867	6.421	6.333	6.565	5.622
Mn	0.049	4.406	4.426	0.053	0.008	0.008	0.023	0.048	0.007	0.028	0.000	0.000
Mg	5.363	0.007	0.009	2.362	2.593	2.321	2.190	4.653	2.532	2.538	2.371	3.221
Ca	0.000	0.004	0.004	0.006	0.002	0.005	0.008	0.020	0.004	0.005	0.002	0.002
Na	0.000	0.000	0.008	0.002	0.000	0.000	0.010	0.000	0.012	0.008	0.000	0.000
K	0.002	0.000	0.000	0.007	0.001	0.009	0.000	0.005	0.004	0.000	0.003	0.001
P	0.005	0.477	0.485	0.003	0.006	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.575	0.153	0.174	0.273	0.296	0.265	0.246	0.489	0.283	0.286	0.265	0.364

\* Total Fe as FeO, Mg<sup>1</sup> : Mg/(Mg+Fe)**Table 4.** Representative analyses of chloritoid in the metapelites.

Sample	289	210	102	207	88	254	283
SiO <sub>2</sub>	23.58	23.75	24.01	23.66	24.27	24.13	24.16
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.06	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.55	39.93	40.07	39.99	40.53	40.33	40.40
FeO*	26.54	25.47	26.36	26.21	26.26	26.33	25.95
MnO	0.09	0.37	0.59	0.19	0.12	0.16	0.10
MgO	1.26	1.15	1.13	1.36	0.79	1.39	2.04
CaO	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	0.04	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	92.04	90.78	92.20	91.43	92.01	92.43	92.68
Cations per 14 oxygens							
Si	2.308	2.349	2.348	2.330	2.368	2.348	2.339
Ti	0.001	0.004	0.002	0.000	0.000	0.002	0.002
Al	4.678	4.654	4.618	4.642	4.661	4.625	4.610
Fe	2.172	2.107	2.156	2.159	2.143	2.142	2.100
Mn	0.007	0.031	0.049	0.016	0.010	0.013	0.008
Mg	0.183	0.169	0.165	0.199	0.116	0.202	0.294
Ca	0.001	0.002	0.001	0.000	0.003	0.004	0.001
Na	0.000	0.002	0.000	0.005	0.001	0.003	0.000
K	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg <sup>1</sup>	0.078	0.074	0.071	0.085	0.051	0.086	0.123

\* Total Fe as FeO, Mg<sup>1</sup> : Mg/(Mg+Fe)

**Table 5.** Representative analyses of staurolites in the metapelites.

Sample	254	283	293	264	252	6	257	268
SiO <sub>2</sub>	27.70	27.73	26.42	27.03	26.84	27.53	27.07	26.86
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.46	0.55	0.34	0.46	0.48	0.57	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54.67	55.85	55.82	53.77	53.94	54.56	53.12	53.94
FeO*	14.53	12.76	15.27	15.67	15.75	13.10	15.46	16.28
MnO	0.09	0.04	0.09	0.02	0.00	0.41	0.27	0.08
MgO	0.82	0.74	0.31	0.89	1.05	1.27	0.98	0.52
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	98.10	97.59	98.46	97.74	98.07	97.36	97.47	98.18
Cation per 48 oxygens								
Si	8.013	7.984	7.654	7.906	7.832	7.988	7.946	7.850
Ti	0.064	0.100	0.120	0.075	0.100	0.104	0.125	0.099
Al	18.638	18.951	19.062	18.535	18.551	18.656	18.377	18.575
Fe	3.515	3.073	3.699	3.833	3.842	3.177	3.794	3.977
Mn	0.022	0.009	0.022	0.005	0.000	0.101	0.066	0.020
Mg	0.352	0.316	0.133	0.388	0.457	0.549	0.429	0.227
Ca	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.006
Na	0.002	0.004	0.008	0.011	0.003	0.003	0.002	0.018
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.008	0.000	0.001	0.000
P	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Mg'	0.091	0.093	0.035	0.092	0.106	0.147	0.102	0.054

\* Total Fe as FeO, Mg' : Mg/(Mg+Fe)

**Table 6.** Representative analyses of garnet (all are rim part) in the metapelites.

Sample	206	264	210	88	102	209	252	254	283	293
SiO <sub>2</sub>	36.46	36.40	36.32	35.82	36.63	36.30	36.16	36.32	36.55	35.27
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.93	20.55	20.61	20.56	20.74	20.63	20.78	20.73	20.62	21.03
FeO	36.32	40.42	37.13	41.74	36.18	39.13	40.24	40.36	39.64	42.33
MnO	2.95	0.82	3.47	0.67	4.33	1.33	0.58	0.36	0.72	0.85
MgO	1.00	0.97	1.20	0.55	1.50	1.37	1.22	0.87	1.09	0.41
CaO	2.42	0.73	0.81	0.19	1.23	1.26	1.21	1.56	2.37	0.26
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
K <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.10	0.00	0.22	0.00	0.00	0.06	0.04	0.09	0.04
Total	100.14	100.02	99.57	99.81	100.62	100.05	100.31	100.31	101.10	100.29
Cations per 12 oxygens										
Si	2.978	2.990	2.990	2.964	2.982	2.977	2.962	2.975	2.970	2.920
Al <sup>(IV)</sup>	0.022	0.010	0.010	0.036	0.018	0.023	0.038	0.025	0.030	0.080
Al <sup>(VI)</sup>	1.993	1.979	1.990	1.968	1.972	1.970	1.967	1.976	1.944	1.972
Ti	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.004
Fe	2.480	2.776	2.556	2.888	2.463	2.683	2.756	2.765	2.693	2.931
Mn	0.204	0.057	0.242	0.047	0.298	0.093	0.040	0.025	0.049	0.060
Mg	0.122	0.119	0.147	0.068	0.182	0.167	0.149	0.106	0.132	0.051
Ca	0.212	0.064	0.072	0.017	0.107	0.111	0.106	0.137	0.206	0.023
Na	0.004	0.001	0.002	0.004	0.001	0.001	0.000	0.002	0.003	0.001
K	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.003
P	0.000	0.007	0.000	0.016	0.000	0.000	0.004	0.003	0.006	0.003
Mg'	0.047	0.041	0.054	0.023	0.069	0.059	0.051	0.037	0.047	0.017
X <sub>Fe</sub>	0.822	0.920	0.847	0.957	0.807	0.878	0.903	0.912	0.874	0.957
X <sub>Ca</sub>	0.070	0.021	0.024	0.005	0.035	0.036	0.035	0.045	0.067	0.007
X <sub>Mg</sub>	0.040	0.039	0.049	0.022	0.060	0.055	0.049	0.035	0.043	0.017
X <sub>Mn</sub>	0.068	0.019	0.080	0.015	0.098	0.030	0.013	0.008	0.016	0.019

\* Total Fe as FeO, Mg' : Mg/(Mg+Fe)

범위를 가지나, 전체적으로는 0.25에서 0.49까지 다양하게 나타난다. 야외에서나 박편상에서 뚜렷하게 점문상 반상변정을 가진 시료 20의 경우 주변의 흑운모와의 분배계수 ( $K_D = \text{녹니석의 Mg비} / \text{흑운모의 Mg비}$ )가 거의 1에 가까워 이들은 1차적인 녹니석의 반상변정이 아니라 흑운모의 반상변정이 나중에 재결정된 것으로 해석된다.

분석된 클로리토이드의 화학조성은 동일 시료내에서 거의 변화가 없으나, 석류석-십자석-녹니석과 공존하는 시료 283에서 Mg비가 가장 크다 (Table 4). 클로리토이드와 가장 공존율이 높은 녹니석과의 철마그네슘 분배계수 ( $K_D = \text{Mg비}_{Cl} / \text{Mg비}_{Ch}$ )는 0.26에서 0.33의 범위에 놓인다. 철마그네슘광물의 화학조성은 변성과정의 순서나 공존광물과의 조직과 밀접하게 관련되어 있을 것으로 사료되어 이에 대한 연구가 더욱 필요하다.

**십자석**

십자석의 화학조성은 일반적으로 철이 풍부한데 (Mg비 < 0.3), 본역에서는 0.04에서 0.15의 범위를 갖는다 (Table 5). 이렇게 철이 함량인 많은 십자석은 1.5 kb 이상의 압력과 500~700°C의 온도 조건에서 석영과 함께 형성된다 (Deer *et al.* 1992). 다량의 흑운모 및 자철석과 공존하는 십자석은 시료 6에서 볼 수 있으며, 이들의 Mg비가 가장 높다 (Mg비=0.15). 시료 254의 경우 십자석과 클로리토이드의 철마그네슘의 분배계수 ( $K_D = \text{Mg비}_S / \text{Mg비}_C$ )가 1.05로서, 이 클로리토이드는 십자석의 변질물일 가능성도 있다.

**석류석**

본역의 산출하는 석류석의 외곽 성분은 Table 6에 나타냈으며, 분석된 석류석은 알만딘 성분이 80~96 mol%인 Fe-석류석이며,  $X_{Grs}$ ,  $X_{Prp}$  및  $X_{Sps}$ 의 범위는 각각 0.5~7 mol%, 1.7~5.5 mol% 그리고 1.3~9.8 mol%이다 (Fig. 9). Fig. 9a ( $\Delta X_{Mn}$ ,  $X_{Mg}$ ,  $X_{Fe}$ )에서  $X_{Mn}$ 이 약간 높게 나타나는 세 개의 시료는 녹니석-클로리토이드와 공존 (시료 210, 102)하거나 녹니석-흑운모와 공존 (시료 206)하는 시료이다. 본역의 석류석에서는 규선석의 공존여부와 관계없이 누대구조가 거의

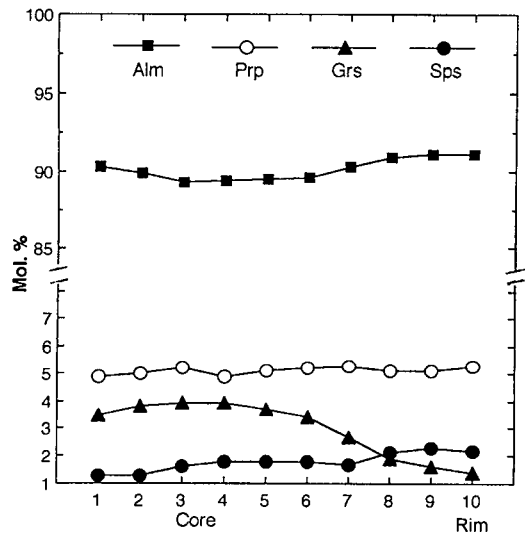


Fig. 10. Compositional profiles of garnet grain (sample 252) coexisting with biotite and staurolite.

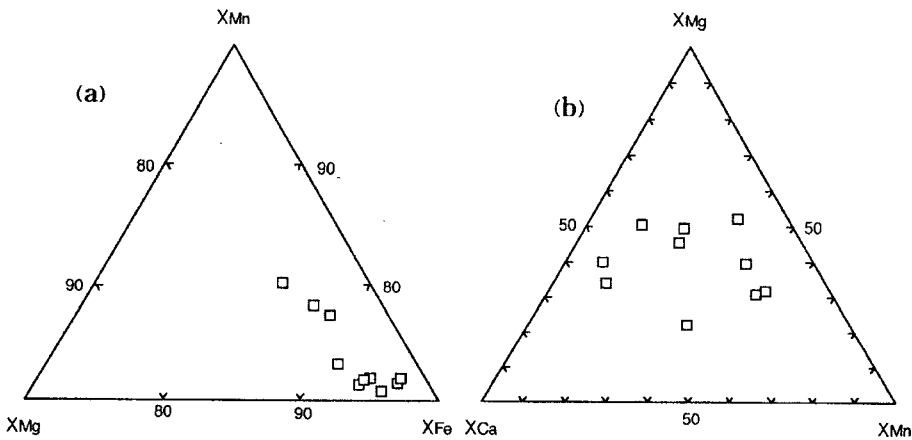


Fig. 9. Compositions of garnets from the metapelites in Sunchang shear zone: (a)  $X_{Mn}$ - $X_{Mg}$ - $X_{Fe}$  and (b)  $X_{Mg}$ - $X_{Ca}$ - $X_{Mn}$ .

관찰되지 않으나, 미약한 누대구조를 보이는 시료 252의 경우에  $X_{Alm}$ 는 중심부에서 89.3 mol%를 최저점으로 해서 유사하나 주변부에서 91.1 mol% 까지 약간 증가하는 경향을 보이며,  $X_{Grs}$ 가 3.9에서 1.4 mol%로 감소하는데  $X_{Alm}$ 의 변화와 대칭적인 경향을 보인다. 또한  $X_{SpS}$ 는 1.3에서 2.2 mol%로 비교적 단순하게 증가하며,  $X_{Prp}$ 는 5.1 내외로 별다른 변화를 보이지 않는다 (Fig. 10).

### 변성 조건

연구지역의 변성온도를 추정하기 위하여 석류석-흑운모 지온계를 사용하였으며, 석류석-흑운모 지온계는 Ferry and Spear (1978), Perchuck and Lavrent'eva (1983), Kretz (1990), Dasgupta *et al.* (1991) 등이 주로 이용되고 있다. Ferry and Spear (1978) 지온계의 경우, 백립암상과 같이 고온의 변성작용을 받을 경우 흑운모의 Ti 함량이 높아져 흑운모 고용체의 비이상도가 증가하여, 즉 고온에서 형성된 흑운모 내에 다량으로 함유되어 있는 Ti의 활성화도와 석류석내의 Ca에 대한 활성도를 고려하지 않아 예외적으로 높은 온도가 계산될 수 있음이 여러 연구에서 지적되었다 (Chipera and Perkins, 1988; 조윤희 외, 1996; 권용완, 1997). Kretz (1990)는 Ferry and Spear (1978)과 Perchuck and Lavrent'eva (1983)의 실험 결과를 만족시키는 석류석-흑운모 지온계를 제안했는데, 계산식은 다음과 같다.

$$\ln K_D = (2780/T) - 1.51$$

여기서  $K_D$ 는 흑운모와 석류석의 Fe-Mg 분배계수이고, T는 절대온도이다. 본역에서 산출되는 석류석과 흑운모의  $X_{Fe, Gar}$  및  $X_{Fe, Bt}$ 는 Kretz (1990)가 사용한 값의 범위 ( $X_{Fe, Gar}=0.66\sim 0.93$ ,  $X_{Fe, Bt}=0.35\sim 0.68$ )에 해당한다. 또한 석류석의 그로슬라 (grossular) 함량과 스페사틴 (spessartine) 함량도 모두 Kretz의 이용값인 1~24 mol%와 1~12 mol% 범위에 해당하므로, 위의 식을 적용하여 온도를 계산하였다. 석류석대에 해당하는 시료 205와 206에서 계산한 온도는 542~583°C이며, 십자석대의 시료 252와 264에서는 각각 518~542°C와, 568~598°C이다.

M2 변성작용의 압력을 계산하기 위해서는 사장석의 정확한 조성이 요구되나 불행하게도 석류석 및 흑운모와 분석할 수 있는 사장석이 인접하여 공존하는 시료를 발견할 수 없었다. 다만 잔류광물인 규선석과 남정

석의 존재로 연구지역의 M1 변성작용은 중압 하에서 일어났음을 짐작할 수 있다.

### 결론

전라북도 진안에서 순창군 동계면을 거쳐 전라남도 옥과면 사이에서 순창전단대를 따라 좁은 대상의 변성 이질 및 사질암류가 분포한다. 이들 변성퇴적암류는 시대를 달리하는 세 종류의 엽리상화강암에 의해 관입당하고 있다. 본역에 분포하는 변성이질암에서의 광물공생관계로 보아, 최소한 2회의 누진 변성작용과 1회 이상의 열변성작용을 받은 것으로 판단된다. 본역에서 가장 우세한 누진변성작용을 M2 변성작용이며, 남정석과 규선석의 잔류광물에 의해 특징지어지는 변성작용은 M2 이전에 발생한 M1 변성작용이다. 2회의 광역변성작용 후에 중생대에 관입한 화강암류에 의한 열변성작용을 M3 변성작용으로 기재하였다.

본역에서 M2 변성작용은 광물조합을 기준으로, 녹니석대, 흑운모대, 석류석대 그리고 십자석대로 분대하였다. 변성분대의 지역적 분포를 보면, 본역의 북부 (진안-오수)와 남부지역 (옥과)에서는 녹니석대와 흑운모대가 동쪽으로 향하며, 중부인 동계지역에서는 녹니석대와 흑운모대 동측에 석류석대와 십자석대가 거의 중첩되며, 보다 동측에는 다시 석류석대가 출현한다. 석류석대의 대표적인 AFM 공존광물은 녹니석-클로리토이드, 녹니석-클로리토이드-석류석, 녹니석-흑운모-석류석이며, 클로리토이드와 흑운모가 공존하는 경우는 발견할 수 없다. 십자석대의 대표적인 AFM 광물의 공생관계는 석류석-십자석, 흑운모-석류석-십자석 그리고 흑운모-십자석이다.

변성광물의 화학조성상의 특징을 보면, 백운모들의 Mg+Fe와  $Al^{IV}$ 는 뚜렷한 비례관계를 보인다. 흑운모는 갈색계열과 녹색계열의 다색성을 나타내며, 흑운모들 중에서 녹색계열의 다색성을 나타내는 것들은 Ti의 함량이 낮다. 흑운모의 Mg비가 0.44 이상인 것은 주로 흑운모대에서, 미만이 것은 석류석대의 암석에서 관찰된다. 녹니석의 Mg비는 0.15에서 0.58의 넓은 범위를 나타낸다. 석류석은 알만딘 성분이 80~96 mol%인 Fe-석류석이며, 일반적으로 누대구조가 잘 관찰되지 않는다.

본역에서 가장 우세한 M2 변성작용의 변성조건은, Kretz (1990)의 석류석-흑운모 지온계를 이용하여 계산한 온도조건은 대략 518~598°C의 범위이며, 압력은

알 수 없다. 다만, 잔류광물인 규선석과 남정석의 존재로 연구지역의 M1 변성작용은 중압하에서 일어났음을 짐작 할 수 있다. 따라서 본 변성퇴적암류는 중압형의 광역변성작용을 경험한 이후에, 가장 우세한 남아있는 하부 각섬암상까지의 누진변성작용 (M2)을 받은 후, 엽리상화강암의 원암이 관입하여 국지적으로 집축변성작용 (M3)을 일으켰다. M3 변성작용의 동안이나 후기에 광범위한 전단구조운동을 받아 이미 관입한 화강암류나 변성암류가 변형을 받았다.

## 사 사

본 연구는 한국과학재단 특정연구과제 (96-0703-06-01-3) 연구비와 전북대학교 기초과학연구소의 교육부 학술연구조성비 (BSRI-97-5425) 지원에 의해 수행되었다. 박편제작에 도움을 준 강원대학교 지질학과 박수인 교수와 고보균 석사에게도 감사한다. EPMA 분석을 위한 박편 제작을 도와준 지구과학과 류승란 조교와 전자현미분석에 도움을 준 한국표준과학연구소 기초과학지원센터의 동위원소분석실 이석훈 박사, 그리고 건설적인 의견을 주신 전북대학교 오창환 교수, 고려대학교 김형식 교수께 고마운 뜻을 전하고자 한다.

## 참고문헌

- 권용완, 김형식, 오창환, (1997) 경기육괴 북동부지역에 분포하는 오대산편마암복합체의 다변성작용, 암석학회지, 6권, p. 226-243.
- 김규봉, 최위찬, 황재하, 김정환 (1984) 한국지질도 오수도폭 (1:50,000) 및 설명서. 한국동력자원연구소. 38 p.
- 김동학, 이병주 (1984) 한국지질도 남원도폭 (1:50,000) 및 설명서. 한국동력자원연구소, 40 p.
- 김봉균, 박병권 (1966) 한국지질도 동북도폭 (1:50,000) 및 설명서. 상공부 국립 지질 조사소, 33 p.
- 김용준, 이창신 (1988) 장수-운봉지역에 분포하는 화성암류와 화성활동에 관한 연구, 지질학회지, 24권, p. 111-131.
- 김정빈, 김용준 (1990) 담양-진안 사이에 분포하는 엽리상 화강암류에 대한 지질시대와 성인에 관한 연구. 광산지질, 23권, p. 233-244.
- 김형식 (1970) 한국 서남부 일대의 광역변성작용에 관하여. 지질학회지, 6권, p. 97-118.
- 박희인 (1966) 한국지질도 순창도폭 (1:50,000) 및 설명서. 상공부 국립 지질 조사소, 29 p.
- 손치부, 김수진 (1966) 한국지질도 창평도폭 (1:50,000) 및 설명서. 상공부 국립 지질 조사소, 30 p.
- 안건상, 김용준, 신인현, (1997) 전라북도 오수-진안 지역에 분포하는 변성퇴적암류에 대한 변성작용, 자원환경지질, 30권, p. 163-174.
- 이상만 (1980) 지리산 (하동-산청)지역의 변성이질암의 변성작용에 관한 연구. 지질학회지, 16권, p. 1-15.
- 이상만 (1988) 소백산육괴 종합 변성상 연구. 한국동력자원연구소 연구보고서, KR-87-5, 29 p.
- 장태우, 기원서, 이병주 (1995) 순창전단대. 대한지질학회 춘계학술답사 안내서, 41 p.
- 조윤호, 조문섭, 이승렬, (1996) 청평-양평지역에 분포하는 근정석 편마암의 백립암상 변성작용과 P-T 진화경로. 암석학회지, 5권, p. 52-65.
- 島村新兵衛 (1925) 한국지질도 제5집 (전주, 진안도폭). 조선총독부 지질조사소.
- Atkinson, D.J., (1956) The occurrence of chloritoid in the Hecla Hoek formation of Prince Charles Foreland, Spitzbergen. Geol. Mag., v. 93, p. 63-74.
- Chipera, S.J. and Perkins, D., (1988) Evaluation of biotite-garnet geothermometers: Application to the English River subprovince, Ontario. Contrib. Mineral. Petrol., v. 98, p. 40-48.
- Cluzel, D., Lee, B.-J. and Cadet, J.P., (1991) Indonesian dextral ductile fault system and synkinematic plutonism in southwest of the Ogcheon belt (South Korea). Tectonophysics, v. 194, p.131-151.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D., and Fukuoka, M., (1991) A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. Contrib. Mineral. Petrol., v. 109, p. 130-137.
- Deer, W.A., Howie, R.A and Zussman, J., (1992) An introduction to the rock-forming minerals, Longman Scientific and Technical, 696 p.
- Ferry, J.M. and Spear, S.F., (1978) experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib. Mineral. Petrol., v. 66, p. 113-117.
- Guidotti, C.V. (1984) Micas in metamorphic rocks. In micas, Rev. Mineral., 13 (ed. S. W. Bailey), Mineral. Soc. Am., p. 357-467.
- Hall, A.J., (1941) The relation between color and chemical composition in the biotites. Amer. Mineral., v. 26, p. 29-33.
- Hayama, Y., (1959) Some considerations on the color of biotite and its relation to metamorphism. Jour. Geol. Soc. Japan, v. 65, p. 21-30.
- Kim, H.S. (1973) On migmatites in the Jeonju-Mogpo area, Korea. Jour. Geol. Soc. Korea, v. 9, p. 207-234.
- Kretz, R., (1990) Biotite and garnet compositional variation and mineral equilibria in Grenville gneisses of the Otta Lake area, Quebec. J. Metamorphic Geol., v. 8, p. 493-506.
- Lambert, R. St. J., (1959) The mineralogy and metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, v. 63, p. 553-588.
- Mather, J.D., (1970) The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. J. Petrology, v. 11, p. 253-275.
- Miyashiro, A., (1958) Regional metamorphism of the Gosaisy-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, v. 11, p. 219-272.
- Oki, Y., (1961) Biotites in metamorphic rocks. Jap. Jour. Geol. Geogr., v. 32, p. 497-506.
- Perchuk, L.L. and Lavrent'eva, I.V., (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In kinetics and equilibrium in mineral reaction (ed. S.K. Saxena), Springer-Verlag,



p. 199-239.

Turek A. and Kim, C.B. (1995) U-Pb zircon ages of Mesozoic plutons in the Damyang-Geochang area, Ryongnam massif, Korea. *Geochemical J.*, v. 29, p. 243-258.

Yanai, S., Park, B.S. and Otoh, S., (1985) The Honam

shear zone (South Korea): Deformation and tectonic implication in the Far East. *Scientific papers College Arts and Science, Univ. of Tokyo*, V. 35, p.180-210.

---

1999년 2월 4일 원고접수, 1999년 7월 10일 게재승인.