

문경지역에 분포하는 변성 염기성암과 변성 퇴적암에 대한 백악기 화강암의 열변성작용

오창환 · 김성원 · 김종섭

전북대학교 자연과학대학 지질학과

요 약 : 문경지역의 변성 퇴적암류와 변성 염기성암류는 북측과 서측에서 대규모로 관입한 백악기 화강암체에 의해 변성작용을 받았다. 변성 염기성암내의 광물군은 화강암체로부터 멀어지면서 각섬석+사장석, 각섬석+사장석+녹염석 그리고 각섬석+사장석+녹염석+녹니석의 광물군으로 변화한다. 이들 변성 염기성암내의 각섬석과 사장석은 변성정도와 암석성분에 따라 매우 다양한 성분의 변화를 보여준다. 변성 염기성암과 함께 산출되는 변성 퇴적암은 대체적으로 백악기 화강암의 접촉부에서 멀어질수록 천매암질 편암 그리고 천매암 혹은 점판암으로 전이한다. 변성 퇴적암의 광물군은 백악기 화강암 근처에서는 근청석+흑운모+백운모±녹니석 혹은 홍주석+흑운모+백운모±녹니석(근청석대)이며 접촉부에서 멀어지면서 흑운모+백운모+녹니석 광물군(흑운모대)을 거쳐 녹니석+백운모의 광물군(녹니석대)으로 전이한다. 문경지역의 변성 니질암으로부터 계산된 근청석대의 온도는 480~580°C 이다. 반경이 대략 4 km 이상인 연구지역의 백악기 화강암의 열변성작용에 관한 이론적인 연구로부터 화강암 관입체가 주변암에 미치는 변성정도는 주로 관입체의 온도에 의해 결정되며 화성암체의 크기에 의해서는 큰 영향을 받지 않는다는 사실이 인지되었다. 문경지역의 백악기 화강암이 2 km 반경내에 500°C 이상의 변성작용을 야기시킨다는 이론적인 연구결과는 문경지역의 암석학적인 연구와 잘 일치한다. 결론적으로 문경지역의 백악기 화강암은 홍주석과 근청석을 수반하는 저압접촉 변성작용을 일으켜 접촉부에서 1~2 km 이내의 암석에는 각섬암상의 변성작용을 그리고 2~5 km 떨어진 암석에는 녹염석-각섬암상과 녹색편암상의 변성작용을 야기시켰다.

핵심어 : 백악기 화강암, 저압 접촉변성작용, 홍주석, 각섬암상, 근청석대

서 언

옥천대는 남서에서 북동방향으로 70 km의 폭을 가지며 북서쪽의 경기육괴와 남동쪽의 영남육괴(소백산 변성복합체) 사이에 위치하고 있다. 제천-문경선을 기준으로 옥천대 남서부는 고생대 말에서 중생대 중기 사이에 일어난 중압형의 광역변성작용을 받았으며 옥천변성대라고 불리우고 제천-문경선의 북동쪽은 비변성대라 불리운다(Kim, 1971). 옥천변성대의 남쪽 경계부를 따라 변성 염기성암(metasite)들이 분포하며 특히 문경, 보은 그리고 충주 및 황강리 지역에 규모가 큰 변성 염기성암체가 나타난다(김옥준과 김규환, 1976). 변성 염기성암을 포함한 옥천변성대의 암석들은 광역적인 중압 변성작용을 받은 후 유라기와 백악기 화강암에 의해 관입을 받았다(Kim, 1971; 손치무, 1986). 유라기 및 백악기 화강암은 옥천변성대보다 더 넓은 분포지역을 가지며 옥천변성대를 둘러싸고 있다. 옥천변성대는 우리나라의 기저를 이루는 경기 영남 두육괴간의 지

질학적인 관계를 포함한 남한의 지체구조 연구에 매우 중요하다. 특히 옥천변성대 암석 중 변성 염기성암의 기원 및 변성 진화과정은 많은 국내외의 지질학자에 의해 연구되어져 왔으나(김옥준과 김규환, 1976; Lee *et al.*, 1980; Cluzel *et al.*, 1989, 1990; Cluzel, 1992; Ryu, 1991; 권성택과 이동호, 1993) 변성 염기성암을 포함한 옥천변성대의 암석들의 기원과 변성진화 과정은 아직도 논란의 대상이 되고 있다.

옥천변성대내에서 괴산 동남부 지역 백악기 화강암의 접촉부와 보은지역 유라기 보은 화강 섬록암의 접촉부의 변성 퇴적암에서 홍주석의 반정을 비롯하여 규선석-흑운모-백운모-석영, 그로슬라 성분이 풍부한 석류석-후회석-규선석, 홍주석-근청석-흑운모-백운모의 광물군들이 보고되었다(이대성과 박종심, 1981; 홍세선, 1985). 또한 문경지역에서 옥천 비변성대인 대동층군 변성 니질암의 광물군은 백악기 화강암 접촉부에서 멀어지면서 정장석-근청석-홍주석-백운모-흑운모의 광물군에서 근청석-백운

모-흑운모의 광물군과 흑운모-백운모-녹니석 광물군을 거쳐 녹니석-백운모의 광물군으로 전이한다(Ann, 1991). 이들 연구들은 옥천대를 관입한 백악기 화강암과 주라기 화강섬록암이 주변암석에 2~3 km 이상의 범위에 저압 접촉 변성작용을 일으켰음을 지시한다. 옥천변성대에 분포하는 변성 열기성암은 그 폭이 2~3 km 이내이며 대부분 중생대의 화강암체와 접촉하고 있거나 3~5 km 이내에 위치하고 있다. 위의 사실들을 종합해 볼 때 중생대 화강암 내지 화강섬록암은 옥천대의 변성대와 비변성대에 열변성작용을 일으켰으며 이러한 열변성작용은 특히 변성 열기성암의 변성진화 과정에 중요한 영향을 미쳤음을 쉽게 짐작할 수 있다. 따라서 현재까지 계속되고 있는 변성 열기성암을 포함한 옥천변성대의 변성진화 과정에 관한 논란의 원인 중 하나는

변성 열기성암을 포함한 옥천변성대의 변성진화 과정에 대한 중생대의 화강암의 열변성작용의 영향에 관한 연구의 부족으로 생각된다. 본 연구는 옥천변성대 특히 변성 열기성암에 대한 중생대 화강암의 열변성작용 연구의 일환으로 시행되었으며 연구 대상지역은 변성 열기성암과 변성 퇴적암에 대한 백악기 화강암의 열변성작용이 체계적으로 비교 연구 되기에 적합한 문경도폭(김남장 외, 1967)의 서남부와 함창도폭(이대성과 김상욱, 1968)의 북서부 지역이다.

일반지질

연구지역은 옥천층군과 시대미상의 상내리층 그리고 조선계 대석회암들로 구성되어있다(Fig. 1).

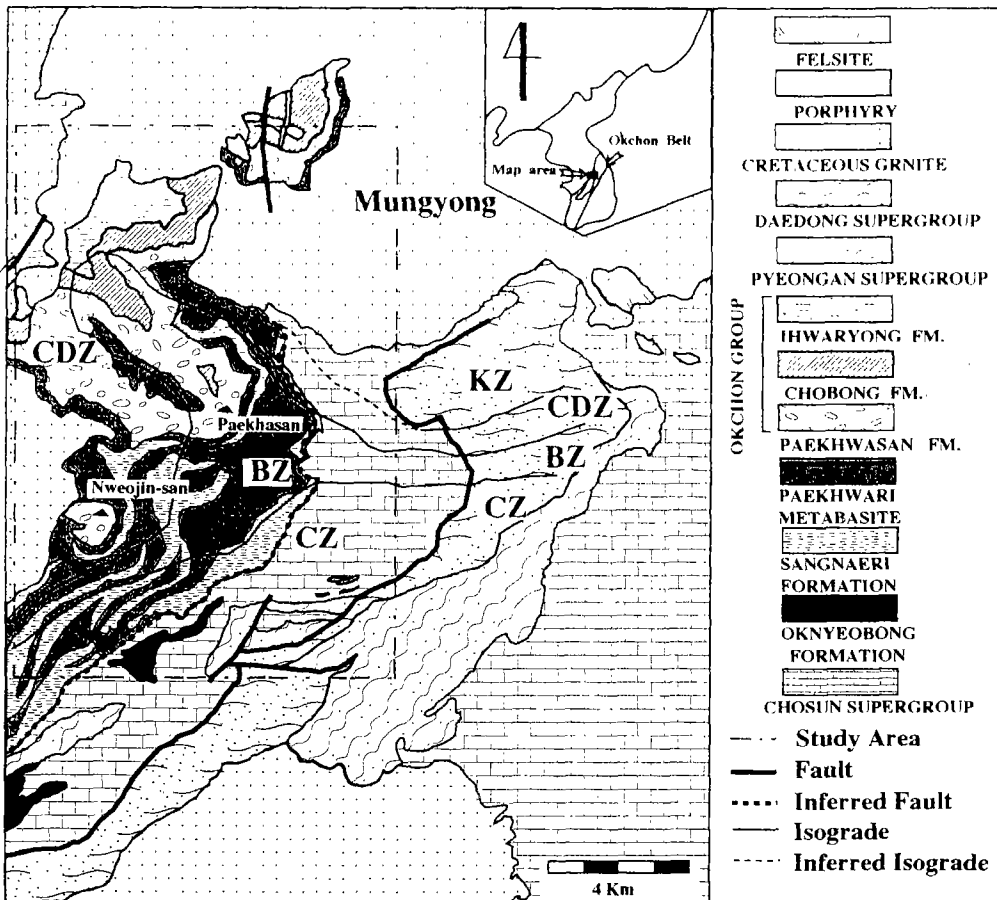


Fig. 1. Geological map (Kim et al., 1967; Lee and Kim 1968) and metamorphic zones (Ann, 1991; this study) of Mungyong area. KZ, K-feldspar zone; CDZ, cordierite zone; BZ, biotite zone; CZ, chlorite zone.

옥천층군은 하부로부터 백화산층, 조봉층 그리고 이화령층으로 구분되어지며 백화산층 하부는 상내리층 상부와 정합 혹은 부정합의 관계로 접촉하고 있다(김남장 외, 1967; Ann, 1991). 상내리층 하부는 조선계 대석회암통과 단층으로 접촉하고 있을 것으로 예상되나(이대성과 김상욱, 1968) 그 관계가 분명치 않다. 변성 엽기성암체는 암상(sill) 혹은 병반(laccolith)의 형태로 상내리층을 관입하고 있으며(Ann, 1991, Cluzel, 1992) 또한 소규모로 대석회암통을 관입하고 있다(이대성과 김상욱, 1968). 이들 연구지역의 암류들은 북측과 서측에서 백악기 화강암에 의해 대규모로 관입되고 있다.

상내리층은 주로 니질기원의 흑색 점판암, 녹니석 천매암, 흑운모 편암으로 구성되며 변성 사질암과 박층의 규암이 협재되어 나타난다. 그리고 상내리층의 상부에서는 합력 천매암과 합력 편암이 관찰된다. 상내리층과 조선계 석회암통과의 경계부의 변성 퇴적암은 강한 엽리와 함께 파랑벽개를 보여 주며 두 층이 서로 단층관계로 접촉하고 있다는 이대성과 김상욱(1968)의 의견을 뒷받침하고 있다. 상내리층의 변성 퇴적암류들은 좋은 방향성을 보여주나 백악기 화강암 주변 변성 퇴적암류에서는 뚜렷한 방향성이 없는 근척석의 변정반정들과 신장성이 감소된 흑운모에 의해 전반적인 방향성이 감소된다. 특히 화강암에 아주 근접한 부근의 변성 퇴적암은 호운꼴식한 구조를 보여준다. 상내리층을 관입하는 변성 엽기성암은 3~300 m의 폭으로 퇴적암층과 대체적으로 평행하게 관입하며 현무암질 성분을 갖는다(Ann, 1991; Cluzel, 1992). 이들 변성 엽기성암은 반려암 혹은 섬록암 기원의 조립질 변성 엽기성암과 현무암 기원으로 추측되는 세립질 변성 엽기성암으로 구분된다. 변성 엽기성암의 주를 구성하고 있는 조립질 변성 엽기성암은 백악기 화강암체에서 떨어진 지역에서 화성기원의 구조와 광물군의 잔재를 보여준다. 화성기원의 광물은 주로 휘석, 사장석과 Fe-Ti 산화물로 이루어져 있다. 화강암체에 가까워지면서 조립질 변성 엽기성암내의 휘석은 거정질의 각섬석으로 변화하며 사장석은 각섬석과 녹염석 등으로 그리고 Fe-Ti 산화물은 스피넬(sphene)으로 전이한다. 그리고 백악기 화강암 근처의 조립질 변성 엽기성암은 주로 각섬석과 사장석으로 구성되며 화성기원의 구조나 광물군을 보여주지 않는다. 세립질 변성 엽기성암은 주로 조립질 변성 엽기성암과 변성 퇴적암의 경계부에서 나타나

거나 박층으로 분포하나 상내리층 상부인 백화산 부근에서는 100 내지 200 m 두께의 층으로 산출된다. 이들 변성 엽기성암내에는 2차적으로 발달한 많은 맥(vein)들이 관찰되며 이들 맥내에는 녹염석, 녹니석, 사장석, 각섬석, 석영 등의 광물들이 단독 혹은 광물군을 형성하며 나타난다. 상내리층의 변성 퇴적암류들은 백악기 화강암체 주변을 제외하고는 좋은 방향성을 보여주는 반면 상내리층 상부의 세립질 변성 엽기성암체를 제외한 변성 엽기성암내의 변성 광물들은 대부분 특별한 방향성을 보여주지 않는다. 이러한 사실은 두 가지의 가능성을 시사한다. 첫째, 상내리층이 광역변성작용을 받은 이후에 변성 엽기성암의 기원암이 상내리층을 관입하였거나 둘째, 변성 엽기성암을 포함한 상내리층이 경험한 광역변성작용이 미약하여 변형이 잘되는 변성 퇴적암류에는 천매암이나 점판암질에 해당하는 엽리를 형성한 반면 변성 엽기성암과 같은 견고한 암석에는 구조적으로 큰 영향을 미치지 못하였을 것이다. 상내리층은 대석회암통의 상위에 놓이는 층이며 본층 암류를 관입하는 변성 엽기성암이 황강리 및 문경 지역에서 옥천층군 하부에 나타나는 사실은 본층의 지질시대가 조선계 이후 옥천계 이전임을 지지하는 것으로 생각된다(이대성과 김상욱, 1968).

옥천층군의 최하부층인 백화산층은 주로 합력 천매암과 합력 편암으로 이루어져 있다. 역은 대부분이 규암이며 석회암, 변성 니질암, 석회질 규암 등의 역도 관찰된다. 역들은 층리를 따라 매우 좋은 신장성을 보여준다. 이러한 백화산층내의 역의 강한 신장성과 상내리 상부층의 세립질 변성 엽기성암에서의 방향성은 광역변성작용 혹은 상내리층과 백화산층의 사이에서 일어난 단층작용에 의하여 형성되었을 가능성이 있지만 본 논문에서는 이에 관한 연구는 수행되지 못하였다. 백악기 화강암 근처에 나타나는 합력 편암의 기질에는 점층변성작용시 생성된 휘석이 석영 등과 함께 모자이크(mosaic) 구조를 형성하며 합력 편암의 방향성을 감소시킨다. 또한 백악기 화강암 근처에서 관찰되는 변성 니질암편에서 생성된 근척석 등의 반정은 특별한 방향성을 보여주지 않는다. 백화산층을 정합관계로 피복하고 있는 조봉층은(김남장 외, 1967) 주로 천매암질 운모 편암으로 구성되어 있으며 간혹 사질암과 편리가 다소 불명한 견운모 녹니석 편암이 협재되어 나타나

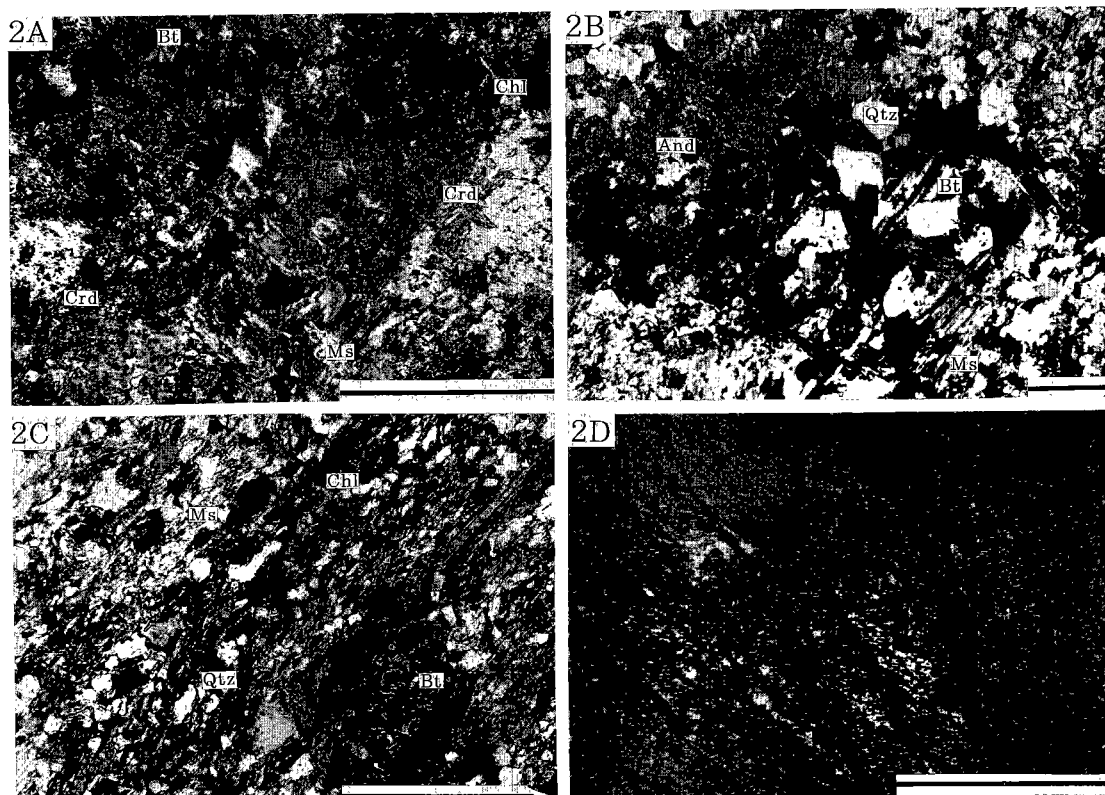


Fig. 2. (A) Hornfelsic metapelite of cordierite zone with cordierite porphyroblasts (94); (B) Hornfelsic metapelite of cordierite zone with andalusite porphyroblast (81-1); (C) Metapelite of biotite zone (85-b) with well developed foliation; (D) Metapelite of chlorite zone with strong foliation and week crenulation cleavage (101). All scales represent 0.3 mm. And, andalusite; Bt, biotite; Chl, chlorite; Crd, cordierite; Ms, muscovite; Qtz, quartz.

타난다. 조봉층과 이화령층의 변성 퇴적암류들은 엽리나 편리를 잘 보여주나 백악기 화강암에 가까워질 수록 호운펠식해지며 편리가 약화되고 근청석, 홍주석 등의 변성반정을 포함한다.

옥천층군과 상내리층의 변성 퇴적암류에서 엽리나 편리가 백악기 화강암체에 가까워짐에 따라 약해지고 화강암체 접경부에서는 변성반정을 수반하는 호운펠식한 구조를 보여주며 변성 염기성암내의 화성기원의 구조와 광물이 백악기 화성암에 가까워질수록 점점 사라지는 사실은 연구지역의 백악기 화강암이 연구 지역의 주변암에 열변성작용을 일으켰음을 지시한다. 또한 상내리층과 옥천층군내의 변성 퇴적암류의 편리나 엽리는 백악기 화강암체 관입 이전의 광역변성작용이나 백악기 화강암관입 이전 혹은 이후에 일어난 단층작용을 포함한 구조적인 변형작용에 의하여 형성된 것으로 생각되며 앞으로 이에 대한 자세한 연구가 필요하다.

변성광물군의 변화

연구지역에서 변성 염기성암과 함께 산출되는 변성 퇴적암은 대체적으로 백악기 화강암의 접촉부에서는 편암으로 나타나며 접촉부에서 멀어질 수록 천매암질 편암 그리고 천매암 혹은 점판암으로 전이한다. 변성 퇴적암에서의 광물군은 백악기 화강암 근처에서는 근청석+흑운모+백운모±녹니석(Fig. 2A) 혹은 홍주석+흑운모+백운모±녹니석(Fig. 2B)이며 접촉부에서 멀어지면서 흑운모+백운모+녹니석 광물군(Fig. 2C)을 거쳐 녹니석+백운모의 광물군(Fig. 2D)으로 전이한다. 이러한 옥천 변성 퇴적암에서 화강암체로부터 거리에 따른 광물군의 변화경향은 Ann(1991)에 의하여 연구된 대동층군내에서 백악기 화강암체로부터 거리에 따른 광물군의 변화와 일치한다. 단지 그 차이는 대동층군에서는 화강암과의 접촉부에서 근청석-흑운모-녹니석-백운모의

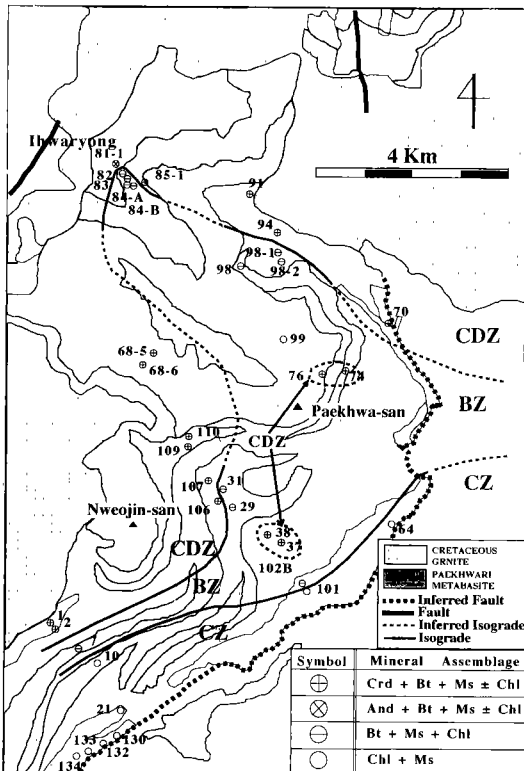


Fig. 3. Distribution map of mineral assemblages of metapelites. Same abbreviations in Fig. 1 are used.

광물군보다 높은 변성조건에서 생성된 정장석-홍주석-근청석-흑운모-백운모의 광물군이 나타난다는 사실이다. 본 연구결과와 Ann(1991)의 연구결과를 종합하여 연구지역을 근청석대(Cordierite Zone), 흑운모대(Biotite Zone), 녹니석대(Chlorite Zone)의 3개의 변성대로 나누었다(Fig. 3). Fig. 3에서는 화강암체를 향하여 새로운 광물군이 최초로 나타나는 지역을 연결하여 변성대의 경계를 결정하였다. 변성 염기성암에서도 화강암체로부터의 거리에 따라 광물군이 다음과 같이 변화하는 양상을 보여준다. 화강암체로부터 멀리 떨어진 조립질 변성 염기성암에서는 화성기원의 휘석이 조립질의 각섬석으로 전이하고 화성기원의 사장석내에는 사장석 성분을 변화시키며 녹염석과 침상의 각섬석이 녹니석과 함께 생성되어 각섬석+녹염석+녹니석+사장석의 광물군이 형성된다(Fig. 4A). 일부 조립질 변성 염기성암에서는 스티프노멜레인(stipnomelane)이 함께 관찰되기도 한다(Fig. 4B). 화성암체에 가까워지면서

화성기원의 휘석은 거의 관찰되지 않고 화성기원 사장석내에 생성되는 각섬석의 크기가 증가하며 녹니석이 없어져 각섬석+녹염석+사장석의 광물군이 안정되어 나타난다(Fig. 4C). 화성암체에 더욱 가까워지면서 녹염석이 없어지며 각섬석+사장석이 안정된 광물로 나타난다(Fig. 4D). 변성 염기성암내에 2차적으로 발달된 맥에서 관찰되는 광물군은 변성 염기성암의 광물군에 포함시키지 않았다. Fig. 5에서는 화강암체를 향하여 변성 염기성암에서 녹니석을 포함한 광물군이 최후로 없어지는 지역들과 녹염석을 포함한 광물군이 최후로 없어지는 지역들을 연결하여 연구지역을 녹색편암상대, 녹염석-감섬암상대, 각섬암상대로 구분하였다. 대체적으로 각섬암상대는 근청석대와 그리고 녹염석-각섬암상대와 녹색편암상대는 각각 흑운모대와 녹니석대와 일치한다. 이들 각섬암내의 각섬석과 사장석은 변성정도와 암석성분의 변화에 따라 매우 다양한 성분을 보여준다. 연구지역의 백악기 화강암은 주변암석에 최소한 2~3 km 이상 범위에 저압변성작용을 일으켰다. 그리고 각 변성대의 폭이 일정치 않고 불규칙한 이유는 지하에서의 화강암체관입의 불규칙성과 암석성분의 차이에 기인하는 것으로 생각된다.

광물성분의 변화

백악기 화강암의 열변성작용에 의한 광물 성분의 변화를 연구하기 위하여 화강암체의 접촉부로부터 3~5 km 지역내에 분포하는 변성 염기성암과 변성 퇴적암내의 광물성분에 대하여 전자현미분석(EPMA)을 실시하였다. 전자현미분석은 서울대학교 지질과학과의 JEOL Superprobe 733 JXA를 사용하였다. 분석시 가속전압은 15 kV, 빔(beam) 직경은 5 mm 그리고 빔 전류는 10 nA이다. 분석치 보정은 ZAF 방법을 사용하였다. 각 원소의 분석에 사용된 천연산 혹은 합성표준광물은 알바이트(albite; Na, Al, Si), 규회석(Ca), 정장석(K), 알만딘(almandine; Fe), 로도나이트(rhodonite; Mn), 파이로프(pyrope; Mg), TiO₂(Ti)이다. 각섬석의 Fe²⁺와 Fe³⁺를 구별하기 위하여 MINFORM 프로그램(Papike et al., 1974)을 사용하였다. 그리고 각섬석을 제외한 광물에서는 분석된 Fe 모두를 Fe²⁺로 간주하였고 원자비는 MINTAB 프로그램(Nicholas and Gray, 1990)을 이용하여 계산하였다.

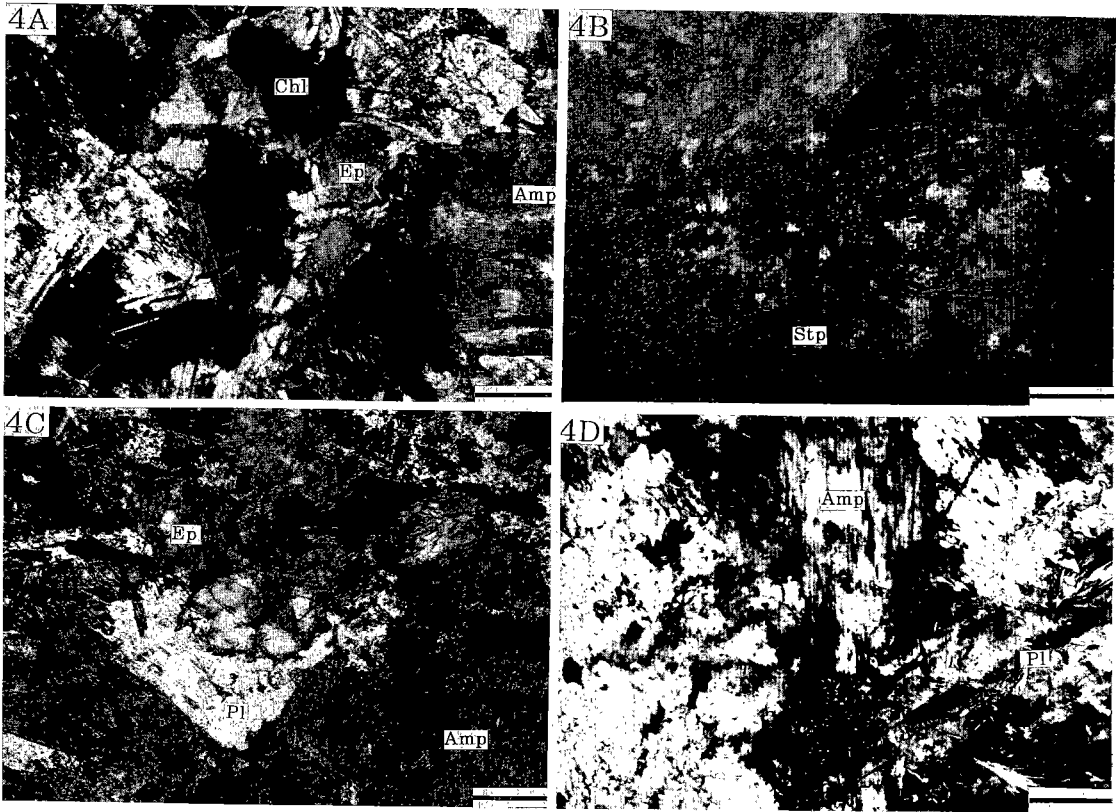


Fig. 4. (A) Coarse-grained metabasite of the greenschist facies (16); (B) Coarse-grained metabasite with stipnomelane (16); (C) Coarse-grained amphibolite of the epidote amphibolite facies (6); (D) Coarse-grained amphibolite of the amphibolite facies in which fine-grained amphibole patches grow in coarse plagioclases and igneous origin clinopyroxenes are replaced by coarse-grained amphiboles (91). All scales represent 0.3 mm. Amp, amphibole; Chl, chlorite; Ep, epidote; Pl, plagioclase; Stp, stipnomelane.

각섬석

녹색편암상대 변성 염기성암 16과 103 그리고 녹염석-각섬암상대 변성 염기성암 6과 108에서의 각섬석들은 주로 양기석(actinolite) 혹은 ferro-actinolite이다(Fig. 6, Table 1). 연구지역 대부분 변성 염기성암의 Na(M4)값이 0.1보다 작지만 103에서 각섬석의 일부는 0.1~0.2의 Na(M4)의 값을 갖는다. 녹염석-각섬암상대 변성 염기성암 중 사장석이 나타나지 않는 변성 염기성암 72는 다른 녹염석-각섬암상대 변성 염기성암의 각섬석의 $X_{Mg}(=Mg/(Mg+Fe^{2+}))$ 값 (0.45~0.6)보다 높은 0.75~0.85의 X_{Mg} 값을 나타낸다. 이러한 같은 변성대내에서의 각섬석의 X_{Mg} 값의 차이는 기원암의 성분의 차이에 기인하는 것으로 생각된다.

각섬암대에서 나타나는 변성 염기성암 중 105는 4와 95에 비해 화강암체에서 비교적 멀리 떨어진 곳에서 채취되었다. 105에서 조립질 각섬석의 중심부는 양기석의 성분을 갖는 반면 조립질 각섬석의 가장자리와 사장석내에 발달한 세립질 각섬석에서는 양기석과 ferro-tschermakite가 함께 나타난다(Fig. 6). 105에 나타나는 각섬석의 Na(M4) 값은 0.1보다 적다. 4에서는 양기석과 ferro-hornblende가 나타나며 이들 각섬석의 Na(M4)의 값은 0.01 이하이다. 95에서 조립질 각섬석의 중심에서는 양기석과 ferro-hornblende가 그리고 조립질 각섬석의 가장자리와 사장석내에 발달한 세립질 각섬석에서는 양기석과 ferro-hornblende 혹은 ferro-tschermakite가 함께 나타나며 이들 각섬석의 Na(M4)의 값은 0.13~0.05이다. 95보다 화강암체에 가까이 위치하고 있는

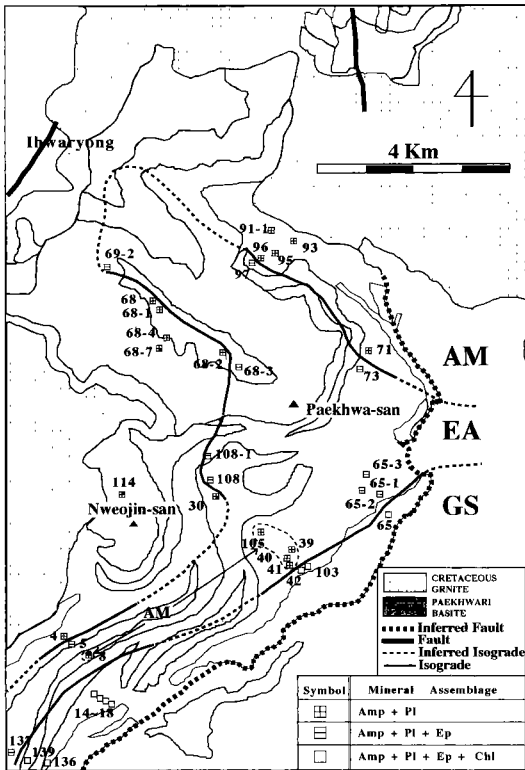


Fig. 5. Distribution map of mineral assemblages of metabasites. AM, the amphibolite facies; EA, the epidote-amphibolite facies; GS, the greenschist facies.

93에서의 각섬석은 중심부에서 가장자리쪽으로 magnesio-hornblende에서 ferro-tschermakitic hornblende로 전이하고 있음을 보여주며 이들 각섬석내의 Na(M4)의 값은 0.04보다 적다.

본 연구에서는 변성 열기성암에 2차적으로 형성된 맥(vein)내의 각섬석과 사장석의 성분은 분석되지 않았다. 그리고 2차적인 맥의 형성 이외에는 서로 다른 시기의 변성작용이 중복된 구조가 뚜렷하게 관찰되지 않는다. 따라서 각섬암상대에서 조립질 변성 열기성암내의 조립질 각섬석의 가장자리의 성분과 기질내의 세립질 각섬석 혹은 세립질 변성 열기성암내의 세립질 각섬석들간에 나타나는 2종류의 각섬석은 공존하는 것으로 해석될 수 있다. 이러한 2종류의 각섬석의 공존은 상부 녹색편암상대에서 하부 각섬암상대에 걸쳐 나타나는 각섬석내의 혼합성 결핍(immiscibility gap)에 의해 나타나는 현상이다(Spear, 1980, 1981; Maruyama *et al.*, 1983; Terabayashi, 1993).

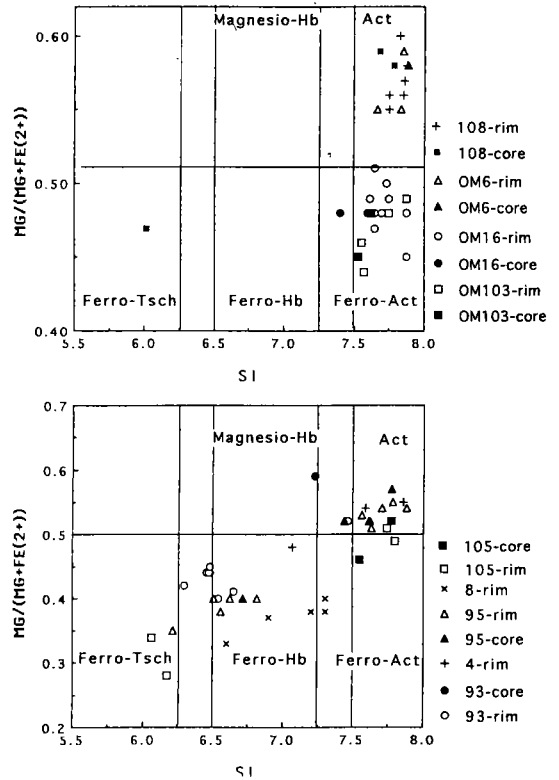


Fig. 6. Classification of amphiboles in Mungyong metabasites of the greenschist (103, 16), epidote-amphibolite (108, 6) and amphibolite facies (105, 93, 95, 8, 4). Tsch, tschermakite; Hb, hornblende; Act, actinolite.

여러 변성 열기성암에서 2개의 각섬석이 공존함에 따라 변성정도의 증가에 따른 각섬석 성분의 변화는 복잡하다(Fig. 7). 녹색편암상대와 녹색열-각섬암상대의 대부분의 변성 열기성암에서는 $X_{Na(A)} (=Na(A))$ 가 0.07보다 적은 각섬석만을 나타나지만 16에서는 $X_{Na(A)}$ 가 0.07보다 적은 각섬석과 0.22인 각섬석이 공존한다. 각섬암상대에서 비교적 변성정도가 낮은 105에서는 $X_{Na(A)}$ 가 0.18 이하인 각섬석과 0.65~0.72인 각섬석이 공존하며 비교적 변성정도가 높은 95에서는 $X_{Na(A)}$ 가 0.08보다 적은 각섬석과 0.42~0.58인 각섬석이 함께 나타난다(Fig. 7). 백악기 화강암체에 가장 가까이 위치한 93에서는 0.45~0.55의 $X_{Na(A)}$ 값을 갖는 하나의 각섬석이 존재한다. 이러한 사실로부터 녹색편암상대의 일부 변성 열기성암에서부터 2개의 각섬석이 공존하기 시작하고 공존하는 각섬석 성분간의 차이는 변성도가 증가하면서 증가하다가

Table 1. Amphibole compositions in metabasites

Sample no. Meta. zone	93(C)		4(F)		105(F)		105(R)		105(C)		8(F)		8(F)		108(C)		108(R)		72(R)		72(R)		6(R)		103		16(R)		16(C)	
	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	EA	GR	GR	GR	GR	GR	GR
SiO ₂	48.68	42.37	51.51	51.80	46.26	39.54	51.50	52.53	43.60	46.25	39.43	51.52	52.81	46.69	41.66	52.63	49.78	51.82	49.30	49.73										
Al ₂ O ₃	6.05	11.50	3.95	2.45	8.81	16.71	2.80	2.75	9.60	6.31	15.92	3.23	2.02	7.09	10.93	2.32	4.48	2.55	3.44	4.35										
FeO*	16.02	19.37	18.68	16.27	17.25	20.42	18.41	18.51	20.42	22.08	17.92	15.31	16.58	9.03	12.08	17.00	19.55	19.49	18.77	20.85										
MgO	11.95	8.13	10.87	11.03	8.93	5.56	10.60	11.08	6.56	7.11	7.93	12.55	11.95	15.70	12.44	11.45	9.18	10.31	9.52	9.85										
MnO	0.34	0.31	0.31	0.11	0.23	0.23	0.38	0.22	0.31	0.37	0.14	0.24	0.28	0.12	0.20	0.28	0.35	0.32	0.26	0.37										
TiO ₂	0.41	0.83	0.14	0.00	0.05	0.39	0.09	0.08	0.08	0.05	0.23	0.01	0.05	0.15	0.34	0.13	0.61	0.03	0.02	0.40										
Cr ₂ O ₃	0.30	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.10	0.35	0.20	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.08	0.06	0.15										
CaO	12.25	12.01	11.57	12.32	12.44	11.35	12.24	11.99	11.79	11.92	11.70	12.14	12.30	12.79	12.31	12.29	11.12	12.33	11.36	12.52										
Na ₂ O	0.99	1.67	0.55	0.17	0.79	2.79	0.39	0.36	1.07	0.70	2.95	0.50	0.29	1.16	2.14	0.43	0.80	0.30	1.11	0.47										
K ₂ O	0.13	0.42	0.02	0.09	0.38	0.15	0.04	0.04	0.22	0.13	0.10	0.06	0.03	0.05	0.10	0.05	0.15	0.15	0.10	0.29										
Total	96.85	96.61	97.64	94.25	95.14	97.17	96.40	97.57	93.65	95.02	96.67	95.76	96.31	95.85	96.72	96.58	96.02	97.38	93.94	98.62										
Number of ions on the basis of 23																														
Si	7.24	6.49	7.61	7.86	7.07	6.06	7.73	7.77	6.90	7.23	6.01	7.68	7.85	7.23	6.79	7.82	7.55	7.75	7.65	7.40										
Al(IV)	0.77	1.51	0.39	0.14	0.93	1.94	0.27	0.23	1.10	0.77	1.99	0.32	0.15	0.77	1.21	0.18	0.45	0.25	0.35	0.61										
Al(VI)	0.29	0.56	0.30	0.30	0.66	1.07	0.23	0.24	0.70	0.39	0.87	0.25	0.21	0.44	0.69	0.23	0.35	0.20	0.28	0.16										
Fe(2+)	1.87	2.29	2.18	2.07	2.21	2.49	2.31	2.25	2.70	2.77	2.06	1.90	2.06	1.10	1.49	2.11	2.42	2.44	2.44	2.40										
Fe(3+)	0.12	0.19	0.13	0.00	0.00	0.12	0.00	0.04	0.01	0.12	0.23	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.24										
Mg	2.65	1.85	2.39	2.50	2.03	1.27	2.37	2.44	1.55	1.66	1.80	2.79	2.65	3.40	2.73	2.54	2.07	2.30	2.20	2.18										
Mn	0.04	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.02	0.03	0.04	0.01	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05										
Ti	0.05	0.10	0.02	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.07	0.00	0.00	0.01										
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02										
Ca	1.95	1.97	1.83	2.00	2.04	1.86	1.97	1.90	2.00	2.00	1.91	1.94	1.96	1.99	1.94	1.96	1.81	1.98	1.89	2.00										
Na(M4)	0.03	0.00	0.12	0.00	0.04	0.10	0.03	0.09	0.00	0.00	0.05	0.06	0.04	0.01	0.06	0.04	0.18	0.02	0.11	0.00										
Na(A)	0.26	0.50	0.04	0.05	0.23	0.73	0.08	0.01	0.33	0.21	0.82	0.09	0.04	0.32	0.55	0.08	0.06	0.06	0.22	0.13										
K	0.02	0.08	0.00	0.01	0.07	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.06										
Total	15.29	15.58	15.06	14.94	15.32	15.74	15.04	15.02	15.38	15.25	15.85	15.10	15.02	15.31	15.54	15.02	15.10	15.08	15.19	15.26										

*FeO, total FeO; AM, amphibolite facies zone; EA, epidote-amphibolite facies zone; GR, greenschist facies zone; C, core of coarse amphibole; R, rim of coarse amphibole; F, fine amphibole.

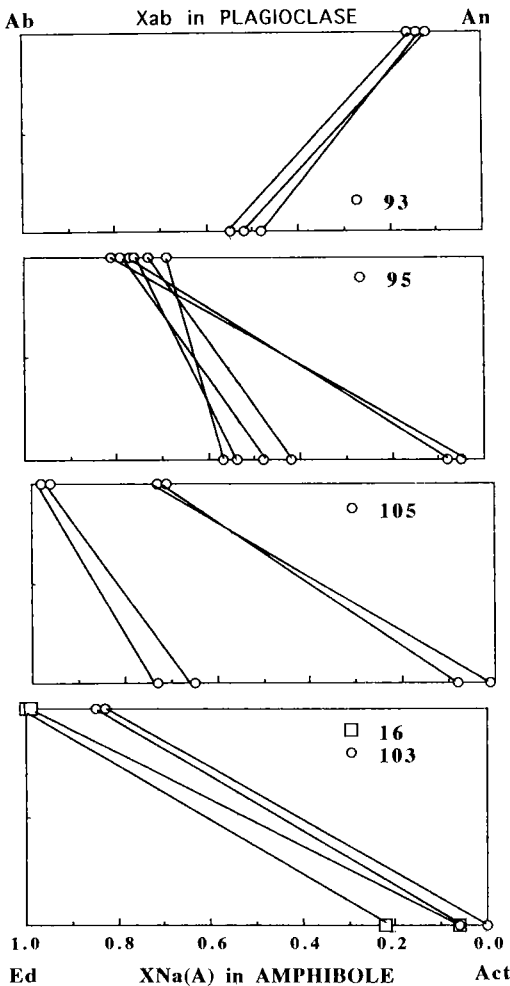


Fig. 7. Plots of Xab in plagioclases vs. X_{Na(A)} in coexisting amphiboles from Mungyong metabasites. An, anorthite; Ab, albite; Act, actinolite; Ed, edenite.

다시 줄어들어 화강암 접경부에서는 혼합성 결핍이 없어지고 하나의 각섬석이 나타나는 경향을 알 수 있다(Fig. 7). 연구지역 대부분의 각섬석내의 Na(M4) 값이 0.1보다 적으며 X_{Na(A)} 값은 변성도에 따라 사장석내의 알바이트 성분과 함께 크게 변화함은 변성과정 중 사장석내의 Na 성분이 대부분 각섬석의 Na(A)로 치환되어 들어가는 $NaAlSi_3O_8 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 = NaCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}(OH)_2 + 4SiO_2$ 반응식이 중요하였음을 짐작할 수 있다.

사장석

녹색편암상대의 16과 103에서는 $X_{ab} (= Na / (Na +$

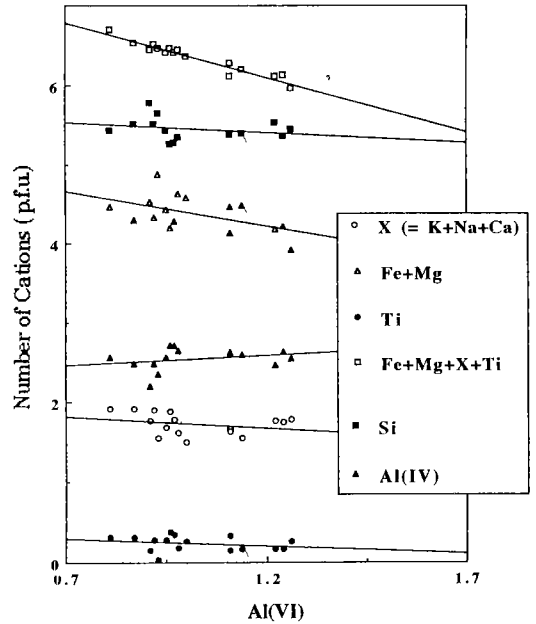


Fig. 8. The compositional change of biotite with increasing Al(VI) in biotite. X represents the total of interlayer site atoms, K+Na+Ca.

Ca+K)가 0.8보다 큰 사장석들이 나타난다(Fig. 7, Table 2). 각섬암상대내에서 상대적으로 변성도가 낮은 105에서는 Xab가 0.68~0.70의 값을 갖는 사장석과 Xab가 0.95보다 큰 두 종류의 사장석이 나타나며 변성도가 높은 95에서는 0.62~0.78의 Xab 값을 갖는 사장석이 나타난다. 화강암체에 가장 가까운 93에서는 0.06~0.16의 Xab 값을 갖는 사장석이 나타난다. 변성정도가 증가함에 따라 사장석 성분내의 아노르타이트(anorthite) 성분이 점차적으로 증가하는 경향을 보여주며 하부 각섬암상대에서 Maruyama *et al.*(1983)에 의하여 주장된 사장석내의 혼합성결핍에 의해 2개의 사장석이 공존하는 것으로 생각된다.

흑운모

흑운모의 X_{Mg}(=Mg/(Mg+Fe))는 근청석대에 가까운 흑운모대의 변성 니질암 7에서는 0.45, 저변성 근청석대의 106에서는 0.42~0.47 그리고 고변성 근청석대에서의 변성 니질암들에서는 0.34~0.45로서 변성도가 증가하면서 그 평균값이 감소한다(Table 3). 근청석대에서 근청석+흑운모+녹니석+

Table 2. Plagioclase compositions in metabasites

Sample no.	93	95(R)	95(R)	4	105	105	8	6	108	103	16
Meta. zone	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	EA	EA	GR	GR
SiO ₂	46.56	62.33	62.82	58.98	60.80	67.45	50.62	67.79	67.29	63.94	67.54
Al ₂ O ₃	34.91	23.96	23.32	25.23	25.37	20.64	30.37	20.35	20.21	23.09	19.82
FeO*	0.14	0.08	0.02	0.07	0.04	0.02	0.17	0.00	0.11	0.13	0.14
MgO	0.05	0.01	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	16.78	4.90	4.09	6.88	6.12	0.97	13.23	0.56	0.45	3.53	0.17
Na ₂ O	1.77	9.12	9.67	7.96	8.37	11.66	4.38	11.74	12.01	9.80	12.03
K ₂ O	0.01	0.04	0.04	0.18	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.08
Total	100.22	100.47	100.00	99.38	100.81	100.76	98.82	100.45	100.12	100.55	99.79
Number of ions on the basis of 8											
Si	2.132	2.751	2.781	2.652	2.683	2.936	2.334	2.955	2.949	2.808	2.966
Al	1.884	1.246	1.217	1.337	1.319	1.059	1.650	1.045	1.044	1.195	1.026
Fe(2+)	0.005	0.003	0.001	0.003	0.001	0.001	0.006	0.000	0.004	0.005	0.005
Mg	0.003	0.001	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca	0.823	0.232	0.194	0.331	0.289	0.045	0.653	0.026	0.021	0.166	0.008
Na	0.157	0.781	0.830	0.694	0.716	0.984	0.392	0.992	1.021	0.835	1.025
K	0.001	0.002	0.002	0.010	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.004
Total	5.005	5.017	5.026	5.030	5.016	5.026	5.038	5.019	5.041	5.012	5.035
Albite	16.00	76.93	80.88	67.00	71.14	95.61	37.45	97.41	97.79	83.26	98.78
Anorthite	83.94	22.84	18.90	32.00	28.74	4.39	62.45	2.58	2.03	16.58	0.79
Orthoclase	0.06	0.24	0.22	1.00	0.12	0.00	0.11	0.01	0.18	0.17	0.43

Same abbreviations in Table 1 are used.

Table 3. Biotite compositions in metapelites

Sample no.	94	94	1	70	81-1	81-1	106	106	106	7
Meta. zone	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	LCZ	LCZ	LCZ	BZ
SiO ₂	33.75	33.09	35.07	34.00	33.95	35.97	36.19	34.35	35.70	37.37
Al ₂ O ₃	20.00	19.56	20.56	20.06	18.89	18.54	21.48	21.07	20.21	17.03
FeO*	19.43	19.11	19.20	20.68	20.81	20.25	17.98	18.15	17.13	19.17
MgO	7.12	7.26	8.74	6.00	7.26	7.44	7.38	7.91	8.50	8.88
CaO	0.00	0.00	0.04	0.03	0.09	0.04	0.33	0.12	0.04	0.04
Na ₂ O	0.24	0.18	0.11	0.11	0.17	0.09	0.18	0.17	0.25	0.11
K ₂ O	9.05	8.48	8.30	7.92	9.36	9.64	8.70	8.42	8.55	8.67
TiO ₂	3.24	2.93	1.32	2.73	2.47	2.81	2.38	1.46	1.34	1.26
MnO	0.10	0.12	0.16	0.17	0.01	0.06	0.18	0.19	0.09	0.23
Cr ₂ O ₃	0.09	0.09	0.03	0.02	0.07	0.07	0.00	0.04	0.03	0.01
Total	93.02	90.82	93.53	91.72	93.08	94.91	94.80	91.88	91.84	92.77
Number of ions on the basis of 22										
Si	5.27	5.28	5.39	5.38	5.35	5.52	5.45	5.36	5.53	5.79
Al(IV)	2.73	2.72	2.61	2.63	2.65	2.48	2.55	2.64	2.47	2.21
Al(VI)	0.96	0.97	1.11	1.11	0.86	0.87	1.26	1.24	1.22	0.91
Fe(2+)	2.54	2.55	2.47	2.73	2.74	2.60	2.26	2.37	2.22	2.49
Mg	1.66	1.73	2.00	1.41	1.71	1.70	1.66	1.84	1.96	2.05
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.02	0.01	0.01
Na	0.07	0.06	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05	0.05	0.08	0.03
K	1.80	1.73	1.63	1.60	1.88	1.89	1.67	1.68	1.69	1.72
Ti	0.38	0.35	0.15	0.33	0.29	0.32	0.27	0.17	0.16	0.15
Mn	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
X _{Mg}	0.40	0.40	0.45	0.34	0.38	0.40	0.42	0.44	0.47	0.45
Total	15.44	15.41	15.43	15.25	15.56	15.43	15.24	15.39	15.35	15.38

*FeO, total FeO; X_{Mg}, Mg/(Mg+Fe); UCZ, upper cordierite zone; LCZ, lower cordierite zone; BZ, biotite zone.

Table 4. Muscovite compositions in metapelites

Sample no. Meta. zone	94		1		1		70		81-1.		106		74		83		83		7		7		102B		102B		
	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	LCZ	LCZ	LCZ	LCZ	LCZ	LCZ	BZ	BZ	BZ	BZ	BZ	BZ	BZ	BZ	BZ	LBZ	LBZ	LBZ	LBZ
SiO ₂	43.26	45.06	45.55	45.33	44.72	47.05	47.05	47.02	50.17	45.19	47.44	47.44	47.41	47.41	47.65	46.21	46.80	46.80	46.21	46.80	46.21	46.80	48.34	48.34	49.89	49.89	
Al ₂ O ₃	30.91	34.90	35.65	35.27	35.32	32.04	29.67	31.81	36.44	36.44	35.65	34.83	35.26	35.26	30.16	30.16	34.00	34.00	30.16	34.00	30.16	34.00	38.15	38.15	36.91	36.91	
FeO*	4.71	1.56	0.65	0.84	0.62	1.72	4.26	2.05	0.77	0.82	0.82	1.92	2.05	2.05	4.72	4.72	3.27	3.27	4.72	3.27	4.72	0.76	0.76	0.87	0.87		
MgO	3.01	0.91	0.59	0.56	0.59	0.71	1.36	0.81	0.62	0.4	0.4	1.23	1.07	1.07	2.32	2.32	1.40	1.40	2.32	1.40	2.32	0.32	0.32	0.35	0.35		
CaO	0.07	0.03	0.01	0.01	0.00	0.51	0.06	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00		
Na ₂ O	0.23	0.46	0.41	0.38	0.39	1.05	0.44	0.53	0.38	0.38	0.38	0.29	0.60	0.60	0.24	0.24	0.32	0.32	0.24	0.32	0.24	0.76	0.76	0.78	0.78		
K ₂ O	9.52	10.70	10.59	10.68	9.99	9.22	8.80	11.29	10.92	10.14	10.14	10.38	10.54	10.54	9.01	9.01	9.80	9.80	9.01	9.80	9.01	9.22	9.22	9.34	9.34		
TiO ₂	0.06	0.31	0.19	0.33	0.10	0.43	0.70	0.05	0.19	0.23	0.23	0.18	0.33	0.33	0.28	0.28	0.17	0.17	0.28	0.17	0.28	0.41	0.41	0.12	0.12		
MnO	0.06	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.040	0.09	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.02	0.09	0.09	0.08	0.10	0.10	0.09	0.09	0.00	0.00	0.09	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.07		
Total	91.83	93.97	93.74	93.42	91.73	92.77	92.46	96.72	94.56	95.16	95.16	96.36	97.64	97.64	93.09	93.09	95.86	95.86	93.09	95.86	93.09	98.00	98.00	98.33	98.33		
Number of ions on the basis of 22																											
Si	6.10	6.11	6.14	6.15	6.14	6.42	6.49	6.60	6.06	6.06	6.27	6.24	6.21	6.21	6.37	6.37	6.22	6.22	6.37	6.22	6.37	6.17	6.17	6.34	6.34		
Al(IV)	1.90	1.89	1.86	1.85	1.86	1.59	1.51	1.40	1.94	1.94	1.73	1.76	1.79	1.63	1.63	1.78	1.78	1.63	1.78	1.63	1.78	1.84	1.84	1.67	1.67		
Al(VI)	3.23	3.68	3.81	3.78	3.86	3.56	3.32	3.53	3.82	3.82	3.82	3.64	3.62	3.26	3.26	3.55	3.55	3.26	3.55	3.26	3.55	3.90	3.90	3.86	3.86		
Fe(2+)	0.56	0.18	0.07	0.10	0.07	0.20	0.49	0.23	0.09	0.09	0.09	0.21	0.22	0.54	0.54	0.36	0.36	0.54	0.36	0.54	0.36	0.08	0.08	0.09	0.09		
Mg	0.63	0.18	0.12	0.11	0.12	0.14	0.28	0.16	0.12	0.08	0.08	0.24	0.21	0.48	0.48	0.28	0.28	0.48	0.28	0.48	0.28	0.06	0.06	0.07	0.07		
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00		
Na	0.06	0.12	0.11	0.10	0.10	0.28	0.12	0.14	0.10	0.10	0.10	0.07	0.15	0.06	0.06	0.08	0.08	0.06	0.08	0.06	0.08	0.19	0.19	0.19	0.19		
K	1.71	1.85	1.82	1.85	1.75	1.60	1.55	1.89	1.87	1.87	1.71	1.74	1.75	1.58	1.58	1.66	1.66	1.58	1.66	1.58	1.66	1.50	1.50	1.51	1.51		
Ti	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.07	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01		
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01		
X _{Mg}	0.53	0.51	0.62	0.54	0.63	0.42	0.36	0.41	0.59	0.46	0.46	0.53	0.48	0.47	0.47	0.43	0.43	0.47	0.43	0.47	0.43	0.43	0.43	0.42	0.42		
Total	14.22	14.06	13.96	13.98	13.92	13.91	13.85	13.95	14.02	13.83	13.83	13.94	14.00	13.97	13.98	13.97	13.97	13.98	13.97	13.98	13.97	13.77	13.77	13.74	13.74		

Same abbreviations in Table 3 are used. LBZ: the transition zone between BZ and CZ.

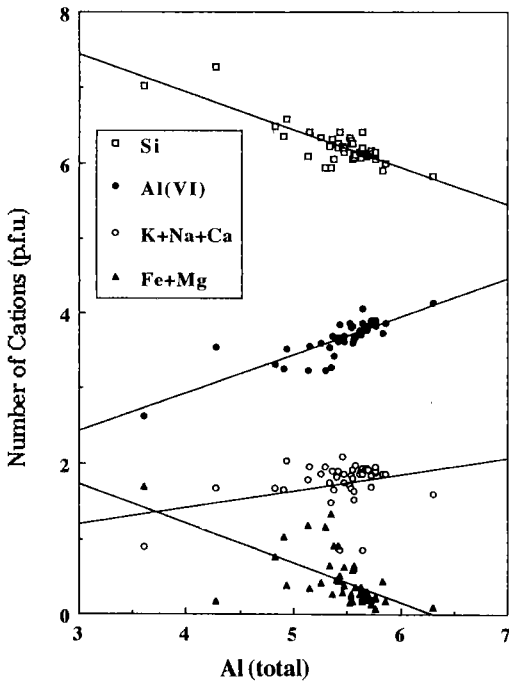


Fig. 9. The compositional change of muscovite with increasing Al in muscovite.

백운모의 광물군을 갖는 94에서의 흑운모의 X_{Mg} 는 0.4이며 홍주석+흑운모+녹니석+백운모가 공존하는 81-1에서의 흑운모의 X_{Mg} 는 0.38~0.4이다.

흑운모의 Al^{VI} 값은 저변성 근청석대에서 0.99~1.26 그리고 고변성 근청석대에서 0.87~1.11이며 Ann (1991)에 의해 분석된 정장석대에서의 흑운모의 Al^{VI} 값은 0.81~0.95로서 근청석대 이후에는 변성도가 증가하면서 흑운모내의 Al^{VI} 이 감소하는 경향을 보여준다. Al^{VI} 이 감소함에 따라 Fe+Mg, K+Na+Ca(=X) 그리고 Ti는 증가하며 Al^{VI} 의 감소와 Fe+Mg+X+Ti 증가 사이에는 매우 강한 상관관계가 나타난다 그러나 Al^{VI} 이 감소함에 따라 Si는 약간 증가하며 Al^{IV} 는 약간 감소한다(Fig. 8). 앞의 사실들은 근청석대 이상의 변성과정에서 (K, Na, Ca)(Fe, Mg)= Al^{VI} 간의 치환이 중요한 역할을 하였으며 (Fe, Mg)Ti=2 Al^{VI} 의 치환도 일어났음을 의미한다.

백운모

백운모의 Si/(Si+Al)값이 흑운모대의 변성 니질암에서는 0.52~0.57이며 근청석대에서 녹니석을 포함하는 94에서는 0.52~0.54로 평균값이 감소함을

보여주나 녹니석을 포함하지 않는 근청석대의 변성 니질암에서는 0.51~0.57로 비슷하다. 이러한 현상은 Pattison(1987)의 연구에서 밝혀졌듯이 흑운모대에서 변성도가 증가하면서 백운모내의 Si/(Si+Al)값이 감소하다가 변성도가 흑운모대에서 근청석대로 증가하면서 변성니질암에서 일어나는 백운모+녹니석+석영=근청석+흑운모+H₂O의 반응식이 완료된 후 석영이 없어지고 녹니석이 남는 경우에는 변성정도가 증가함에 따라 백운모내에 Si/(Si+Al)값이 계속 감소하나 석영 대신 녹니석이 없어진 경우에는 백운모내의 Si/(Si+Al)값이 다시 증가하는 경향에 의해 나타난 결과로 해석된다. 백운모내의 Al_{total} (= $Al^{VI}+Al^{IV}$)이 증가함에 따라 Si와 Fe+Mg는 감소하고 K+Na+Ca, Al^{VI} 와 Al^{IV} 는 증가한다(Fig. 9). 이는 일부 변성 니질암의 변성과정 중 일어난 백운모를 포함한 여러 변성반응식에서 (FeMg)₋₁Si₋₁Al₂ 치환이 중요하였다는 사실을 뒷받침해 주며 변성과정 중 (K, Na, Ca) Al^{IV} Si₋₁의 치환도 일어났음을 나타낸다. 근청석대의 94에서의 백운모의 X_{Mg} 값은 0.50~0.57이며 81-1에서의 백운모의 X_{Mg} 값은 0.31~0.41이다

녹니석

녹니석대와 흑운모대의 녹니석의 X_{Mg} 는 0.28~0.42의 넓은 값을 나타내며 근청석대의 94에서의 녹니석은 0.45~0.46의 값을 그리고 81-1에서는 0.35~0.36의 값을 갖는다(Table 5). 앞의 사실은 근청석대에서 녹니석+백운모+흑운모+근청석의 광물군을 갖는 94에서의 흑운모와 백운모의 X_{Mg} 값이 녹니석+백운모+흑운모+홍주석이 공존하는 81-1에서는 흑운모와 백운모의 X_{Mg} 값보다 같거나 큰 사실과 함께 관입암의 접촉대에서 X_{Mg} 이 상대적으로 낮은 변성 니질암에서 백운모+녹니석=홍주석+흑운모+석영+H₂O 반응식이 그리고 X_{Mg} 이 높은 변성 니질암에서 백운모+녹니석+석영=근청석+흑운모+H₂O 반응식이 일어난다는 Speer(1982)와 Pattison(1987)의 연구 결과를 지지한다.

근청석

저변성 근청석대의 근청석의 X_{Mg} 는 0.57~0.61이며 고변성 근청석대에서 근청석 X_{Mg} 는 0.45~0.58로서 변성도가 증가하면서 X_{Mg} 가 감소하는 경향을 보여준다(Table 5). 근청석, 흑운모, 백운모, 녹니석이

Table 5. Chlorite compositions in metapelites

Sample no.	94	94	81-1	7	102B	102B	11	11
Meta. zone	UCZ	UCZ	UCZ	BZ	LBZ	LBZ	CZ	CZ
SiO ₂	25.12	24.26	27.34	28.34	24.22	24.45	25.62	25.91
Al ₂ O ₃	22.69	22.06	20.07	19.73	23.82	23.03	22.81	22.61
FeO*	24.34	25.51	29.49	26.35	32.08	31.60	25.04	24.60
MgO	11.40	11.77	8.86	10.56	7.150	7.13	9.98	9.56
CaO	0.03	0.01	0.11	0.11	0.04	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.02	0.09	0.00	0.00	0.03	0.05	0.07
K ₂ O	0.15	0.01	0.28	0.36	0.13	0.05	0.31	0.78
TiO ₂	0.18	0.15	0.22	0.09	0.04	0.16	0.03	0.05
MnO	0.37	0.38	0.06	0.29	0.26	0.27	0.39	0.44
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.08	0.07	0.09	0.05	0.01	0.02
Total	84.28	84.20	86.60	85.90	87.83	86.78	84.24	84.04
Number of ions on the basis of 28								
Si	5.48	5.35	5.94	6.10	5.28	5.38	5.60	5.68
Al(IV)	2.52	2.65	2.06	1.90	2.73	2.62	2.40	2.32
Al(VI)	3.31	3.08	3.08	3.10	3.39	3.35	3.48	3.53
Fe(2+)	4.44	4.70	5.36	4.74	5.84	5.81	4.58	4.51
Mg	3.71	3.87	2.87	3.39	2.32	2.34	3.25	3.13
Ca	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03
K	0.04	0.00	0.08	0.10	0.04	0.01	0.09	0.22
Ti	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01
Mn	0.07	0.07	0.01	0.05	0.05	0.05	0.07	0.08
Cr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
X _{Mg}	0.46	0.45	0.35	0.42	0.28	0.29	0.42	0.41
Total	19.6	19.77	19.51	19.43	19.67	19.62	19.50	19.51

Same abbreviations in Tables 3 and 4 are used. CZ, chlorite zone.

공존하는 94에서 근청석의 X_{Mg}값(0.53~0.58)이 가장 크고 흑운모의 X_{Mg}값(0.4)이 가장 작으며 녹니석의 X_{Mg}값(0.45~0.46)이 중간인 사실과 근청석대에서 변성도가 증가하면서 근청석과 흑운모의 X_{Mg}값이 감소하는 경향은 관입암과 접촉대에서 백운모+녹니석+석영=근청석+흑운모+H₂O 반응식이 일어나면서 흑운모와 근청석의 X_{Mg}가 감소한다는 Speer (1982)와 Pattison(1987)의 연구 결과와 일치한다.

변성온도-압력 조건

본 연구에서는 Blundy and Holland(1990)에 의해 제안된 각섬석-사장석 지질온도계를 이용하여 각변성대에서의 변성 염기성암의 변성온도를 추정하였다. GEOCALC(Berman, 1988)와 TWEEQU(Berman, 1990, 1991) 프로그램들을 이용하여 변성 퇴적암의 변성온도를 추정하고 그 결과를 각섬석-사장석 지질온도계의 결과와 비교하여 보았다.

변성 염기성암의 변성온도-압력 조건

백악기 화강암의 관입시 압력조건으로 예상되는 1.5~2.8 kb(Lee, 1991)를 압력조건으로 사용하여 변성온도를 추정하였다. 문경지역에서 각섬석-사장석 지온계를 이용하여 측정된 각섬암의 변성온도는 Table 7과 같다. 연구 지역에서 가장 높은 변성을 받은 것으로 생각되는 변성 염기성암인 93에서 각섬석과 사장석의 가장자리의 성분으로부터 계산된 변성온도는 914~988°C이다. 각섬암상대에서 채취된 세립질 변성 염기성암 4에서는 433~566°C, 600~704°C의 두 그룹의 변성온도가 추정되었다. 그리고 각섬암상대에서 채취된 조립질 변성 염기성암 95에서는 각섬석과 사장석의 가장자리 성분으로부터 두 개의 변성온도인 454~523°C와 717~789°C가 추정되었다. 이 두 개의 서로 다르게 추정된 변성온도는 혼합성결립에 의한 두 개의 다른 각섬석의 공존에 의해서 나타나며 hornblende에 가까운 각섬석으로부터 추정된 온도는 양기석에 가까운 각

Table 6. Cordierite compositions in metapelites

Sample no.	94	94	94	1	1	1	70	70	106	106
Meta. zone	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	UCZ	LCZ	LCZ
SiO ₂	47.01	47.33	47.68	47.69	50.53	55.67	47.65	45.73	48.82	48.58
Al ₂ O ₃	32.74	33.45	33.41	32.60	31.22	26.84	33.47	32.28	33.34	33.01
FeO*	8.99	9.05	8.79	10.16	9.29	8.00	10.73	11.74	8.95	8.30
MgO	5.82	6.60	6.83	6.58	6.40	5.58	5.79	5.55	6.74	7.04
CaO	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.04	0.07	0.05	0.02
Na ₂ O	1.11	0.36	0.28	0.14	0.21	0.29	0.22	0.52	0.19	0.22
K ₂ O	0.01	0.10	0.02	0.01	0.00	0.00	0.05	0.08	0.03	0.04
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	1.28	0.00	0.02
MnO	0.23	0.27	0.24	0.36	0.40	0.23	0.48	0.32	0.46	0.54
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.01	0.09	0.02	0.00	0.00	0.05	0.04	0.03
Total	95.92	97.20	97.29	97.65	98.07	96.62	98.43	97.62	98.62	97.80
Number of ions on the basis of 18										
Si	5.00	4.96	4.98	4.99	5.22	5.75	4.96	4.86	5.03	5.03
Al	4.10	4.13	4.11	4.02	3.80	3.27	4.11	4.04	4.05	4.03
Fe(2+)	0.80	0.79	0.77	0.89	0.80	0.69	0.94	1.04	0.77	0.72
Mg	0.92	1.03	1.06	1.03	0.99	0.86	0.90	0.88	1.04	1.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.23	0.07	0.06	0.03	0.04	0.06	0.04	0.11	0.04	0.04
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Mg}	0.54	0.57	0.58	0.54	0.55	0.55	0.49	0.46	0.57	0.60
Total	11.07	11.02	11.00	11.01	10.90	10.65	11.01	11.08	10.97	10.97

Same abbreviations in Table 3 are used.

Table 7. Temperatures estimated from Mungyong amphibolites

Metamorphic zone	Sample no.	1.5 kb	2.8 kb	
Amphibolite Facies	93	943~988°C	914~943°C	
	95	R1	736~789°C	717~770°C
		R2	467~523°C	454~508°C
	4	R1	616~704°C	600~687°C
		R2	446~566°C	433~550°C
	105	R1	821~828°C	801~816°C
		R2	487~544°C	485~529°C
	8	R1	825°C	806°C
R2		708~730°C	689~712°C	
Epidote-Amphibolite Facies	108	431~464°C	418~450°C	
	6	415~429°C	403~416°C	
Greenschist Facies	103	412~547°C	399~532°C	
	16	508~512°C	466~497°C	

R1, hornblendic or tschermakitic amphibole rim; R2 actinolitic amphibole rim.

섬석으로부터 추정된 온도보다 높다. 각섬암상대 암석으로 4와 95에 비해 화강암체로부터 멀리 떨어진 변성 열기성암 105의 각섬석에서는 공존하는 2개의 각섬석에 의해 485~544°C와 801~828°C의

2개의 변성온도가 계산되었다. 각섬암상대의 광물 군을 보여주며 각섬석의 X_{Mg} 값이 각섬암상대의 다른 변성 열기성암내 각섬석의 X_{Mg} 값보다 상대적으로 낮은 8에서는 689~729°C와 806~826°C의 두 개의 변성온도가 추정된다. 녹염석-각섬암상대에 속하는 변성 열기성암인 6과 108에서는 각각 403~429°C와 418~464°C의 변성온도가 계산되었다. 녹색편암상대에 속하는 103과 16은 각각 399~547°C와 471~511°C의 변성온도를 나타낸다.

위의 각섬석-사장석 지온계로부터 추정된 변성온도는 다음과 같은 문제점을 가지고 있다. 첫째 변성 열기성암에서의 변성온도는 두 개의 서로 다른 성분의 각섬석이 공존하는 경우 두 개의 서로 다른 온도가 계산되어지며 두 온도의 차이가 대략 100~300°C이다. 둘째 화강암과 접촉부의 93에서는 914~988°C의 변성온도가 계산되나 이들 각섬암과 협재되어 산출되는 니질암에서 미그마타이트가 발견되지 않고 근청석과 홍주석을 포함하는 편암이 나타난다. 또한 녹색편암상대에 속하는 변성 열기성암에서 399~547°C의 변성온도가 추정되었다. 이와 같은

사실들은 경우에 따라서는 각섬석-사장석 지온계에 의한 변성온도는 대체적으로 실제 변성온도보다 100~300°C 정도 높은 온도를 지시하는 것으로 생각된다. 셋째 각섬암상대의 8에서 ferro-actinolite로부터 추정된 온도가 각섬암상대에서 채취된 다른 변성 염기성암에서의 양기석 혹은 ferro-actinolite로부터 측정된 온도보다 200°C 이상이 높다. 8에서의 ferro-actinolite의 X_{Mg} 가 0.3~0.4인 것에 비해 각섬암상대의 다른 변성 염기성암에서의 X_{Mg} 는 0.45~0.55의 값을 갖는다. 최근 Terabayashi(1993)의 연구에 따르면 접촉변성대에서 생성된 각섬석에서는 X_{Mg} 의 감소함에 따라 Al^{IV} , Al^{VI} 그리고 A-site의 채워짐이 증가하는 경향이 있음이 인지되었다. 따라서 X_{Mg} 가 낮은 각섬석에서는 Al^{IV} 가 증가하게 됨에 따라 Si가 감소하고 결과적으로 Blundy and Holland (1990)의 지온계로 측정된 온도는 증가하게 된다. 즉 Blundy and Holland(1990)의 지온계는 각섬석의 X_{Mg} 에 의하여 영향을 받게 된다. 대체적으로 변성 염기성암의 X_{Mg} 가 변성 염기성암내의 각섬석의 X_{Mg} 와 비슷한 값을 갖는 것으로 생각할 때 8에서의 ferro-actinolite로부터 추정된 높은 온도의 문제점은 암석의 성분차이에 기인될 수 있을 가능성이 있다. 즉 암석성분이 각섬석-사장석 지온계에 영향을 줄 가능성이 있다.

변성 니질암의 변성온도-압력조건

문경지역에 산출되는 변성 니질암내의 변성 광물군과 분석된 광물성분을 GEOCALC(Berman, 1988)와 TWEEQU(Berman, 1990, 1991) 프로그램에 적용시켜 KMASH(K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O)계내에서 변성온도조건을 계산하였다. 근청석대의 변성 니질암에 대한 변성온도를 측정하기 위하여 첫째 KMASH계에서 암석내에 나타나는 주요 광물을 포함하며 열역학적으로 안정된 변성 반응식을 GEOCALC 프로그램을 이용하여 결정하고, 둘째 분석된 광물성분과 활동도(activity)값을 TWEEQU 프로그램에 입력하여 결정된 반응식이 일어나는 온도-압력조건을 P-T diagram에 도시하고, 셋째로 결정된 변성 반응식에서 백악기 화강암의 관입시의 최저 압력조건으로 예상되는 1.5 kb(Lee, 1991)와 변성 반응식과 홍주석=규선석 반응식이 교차하는 부분의 압력 사이에 해당하는 부분의 온도를 변성온도로 추정하였다(Fig. 10). 변성조건 계산에 사용된 혹은

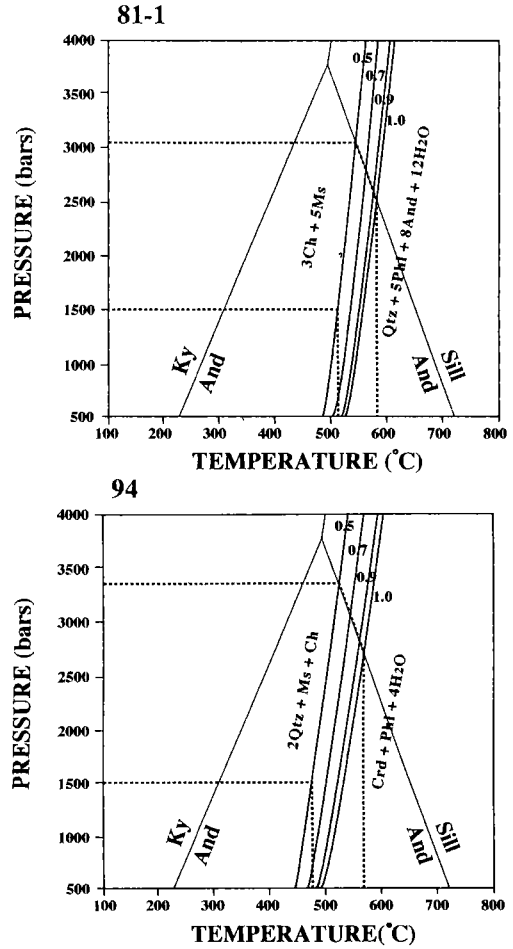


Fig. 10. Metamorphic conditions of cordierite zone estimated from Mungyong metapelites (94, 81-1). 1.0, 0.9, 0.7, 0.5 represent the activity of H_2O of each reaction. Chl, clinchore; Ms, muscovite; Phl, phlogopite; And, andalusite; Crd, cordierite; Qtz, quartz.

모와 녹니석 고용체의 Mg 극성분 광물(Mg end-member)인 플로그로파이트(phlogopite)와 클리노코어(clichore) 그리고 백운모에 대한 활동도의 계산 방법은 각각 McMullin *et al.*(1991), Bucher-Nurminen(1987), Chatterjee and Froese(1975)에 근거하였다. 광물성분의 변화에서 예상되었던 바와 같이 94에서는 백운모+녹니석+석영=근청석+흑운모+ H_2O 반응식이 그리고 81-1에서는 백운모+녹니석=홍주석+흑운모+석영+ H_2O 반응식이 안정되게 일어남이 GEOCALC(Berman, 1988) 프로그램을 통해서 확인되었다. 이 두 반응식 모두 높은 dP/dT를 갖으며 주로 온도에 영향을 받는다. 또한 이들

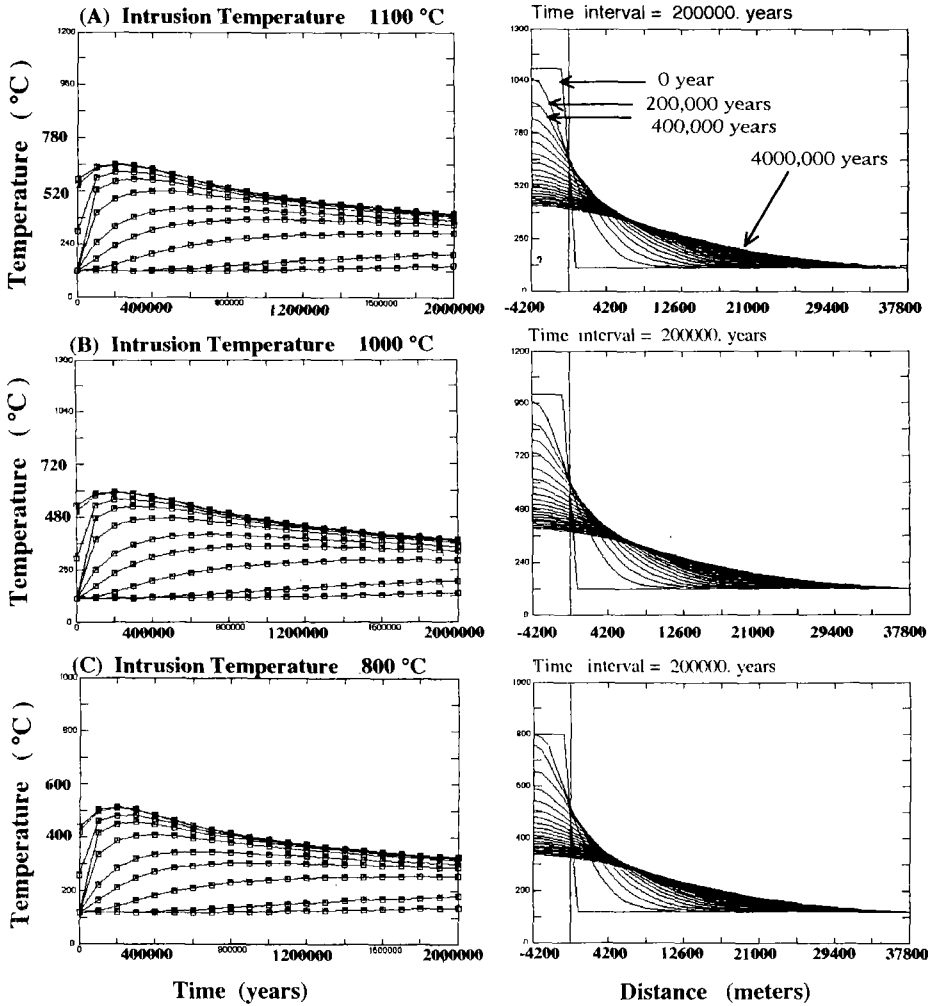


Fig. 11. T(Temperature)-time and T-distance diagrams for the Cretaceous granite with 4.2 km radius. T-time diagrams represent T change with time in country rocks; From the highest to the lowest T-time curve, each curve represents respectively the T change at localities of 50, 100, 500 m, 1, 2, 4, 6, 10, 20, 30 km away from the pluton/country rock boundary. T-distance curve diagrams are set of snapshots of thermal structure of a contact aureole; each curve, or snapshot, represents the thermal structure at a single, specific time. In T-distance diagrams the pluton/country rock boundary is marked by the vertical line and the time span between each curve is 200,000 years.

반응식의 온도-압력 조건은 H₂O의 활동도에 의해서 영향을 받을 수 있다. 화강암의 관입에 의해 변성을 받은 지역에서는 H₂O가 풍부하나 흑연(graphite)을 함유한 변성 니질암의 경우 CO₂의 증가에 의해 H₂O가 감소한다(Holdaway *et al.*, 1993). Ferry(1981)에 의해서 십자석+홍주석을 형성하는 변성을 받은 흑연을 함유한 변성 니질암에서 측정된 X_{H₂O}는 0.44~0.51이었다. 본 연구 지역에서 흑연이 거의 나타나지 않고 화강암에 의하여 열변성을 받았기 때문에 근

청석대의 X_{H₂O}는 0.44~0.51보다 높을 것으로 예상할 수 있다. 앞의 두 반응식의 온도-압력조건에 대한 X_{H₂O}의 영향을 평가하기 위하여 H₂O의 activity가 0.5, 0.7, 0.9 그리고 1.0인 경우를 계산하여 보았다. 두 반응식 모두 대부분의 압력조건에서 H₂O의 활동도가 0.5인 경우와 1.0인 경우의 온도차이는 30~50°C 내외였다. 81-1로부터 근청석대의 X_{H₂O}가 0.5보다 크다는 가정하에 계산된 화강암과의 접촉부에서의 변성조건은 520~580°C, 1.5~3.0 kb이며 94로

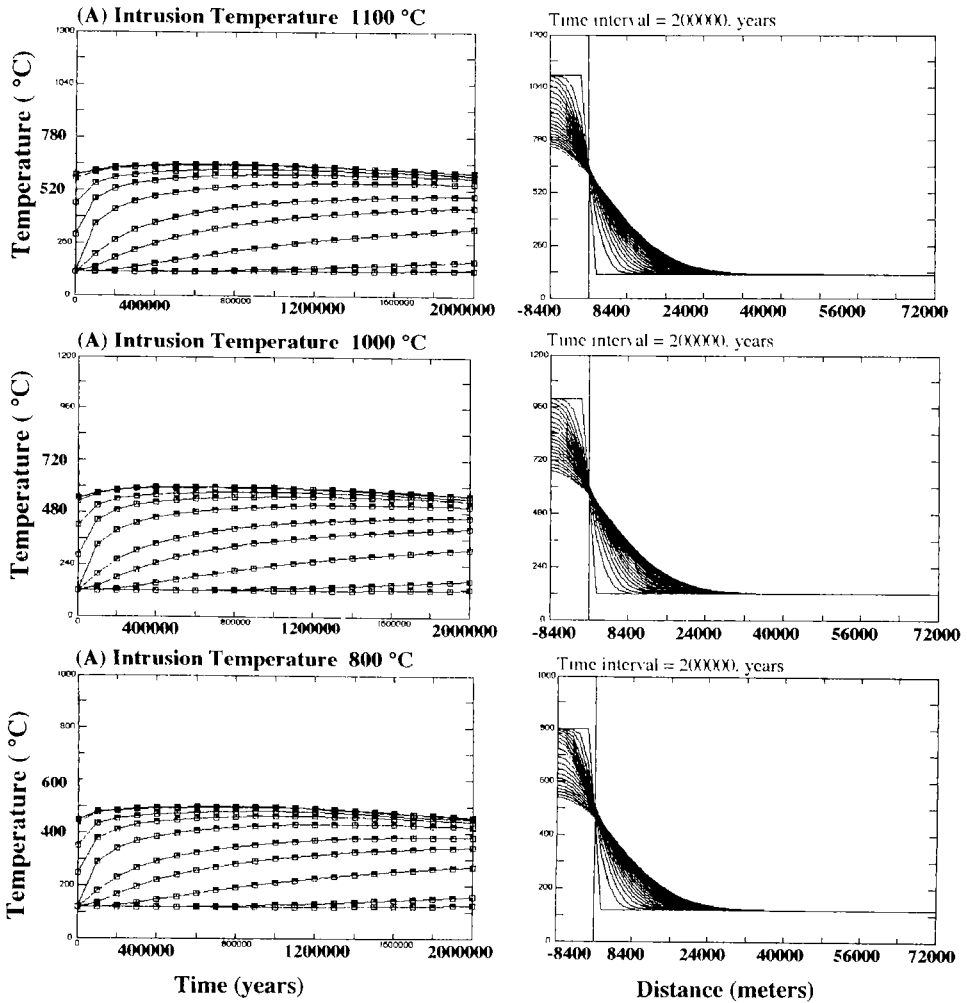


Fig. 12. T-time curve and T-distance diagrams for the Cretaceous granite with 8.4 km radius. Same distance interval for T-time curves and same time span between each T-distance curve in Fig. 11 are used.

부터 계산된 변성조건은 480~570°C, 1.5~3.3 kb이다(Fig. 10). 이 두 반응식이 비슷한 변성조건을 나타내는 근청석내의 H₂O의 양이 근청석을 포함하는 온도-압력 조건에 큰 영향을 주지 않을 것을 지지하는 것으로 생각된다. 이 두 반응식에 의해 결정된 변성온도는 연구지역의 암석학적 연구결과와 일치한다.

중생대 화성암의 열변성작용에 대한 이론적 연구

CONTACT 프로그램(Spear and Peacock, 1990)을 이용하여 백악기 화강암의 주변암에 대한 열변성

영향을 연구하였다. CONTACT 프로그램을 사용하기 위해 필요한 자료는 화강암체의 반경, 관입된 주변암의 온도, 마그마의 관입시의 온도, 마그마의 고화온도와 마그마 관입시의 온도와의 차이, 마그마의 결정화에 필요한 열량, 열전도율, 비열, 밀도이다.

백악기 화강암에 대한 고화온도는 Lee(1991)의 백악기 화강암에 관한 연구결과로부터 730°C로 결정하였다. 백악기 화강암질 마그마의 관입시 가능한 최고의 온도는 백악기 화강암질 마그마가 2~3%의 H₂O를 포함하고 있었다는 가정하에 추정하였다. 마그마가 거의 순수한 액체상태로 관입시 최고 관입온도를 가지므로 최고 관입온도를 2~3%의 H₂O

포함한 화강암질 마그마의 액상선 온도(liquidus temperature) (약 1100°C)로부터 추정하였다; 백악기 화강암내에 때때로 반정으로 산출되는 사장석과 석영이 결정화된 이후에 관입한 경우에 마그마가 최저 관입온도를 가지므로 최저 관입온도는 이들 광물이 액체와 함께 존재할 수 있는 가장 낮은 온도(약 800°C)로부터 추정하였다(Lee, 1991; James and Hamilton, 1969; Whitney, 1975, 1989; Burnham, 1979; McMillan and Holloway, 1987). 백악기 화강암 관입전의 주변암의 온도는 백악기 화강암의 관입 깊이로 예상되는 1.5 kb 깊이에서 일반적인 지각의 지온상승률(Continental Geotherm)에 의해 주어지는 온도인 120°C를 사용하였다. 결정화에 필요한 열량은 마그마가 순수한 액체로 예상하는 경우 200,000 J/kg을 사용하였고 관입이전에 마그마내에 광물이 형성되었을 경우 이미 형성된 고체 형성에 필요한 열량을 뺀 값을 사용하였다. 열전도율과 비열로는 2.75 W/m-K와 1000 J/kg-K를 그리고 밀도로는 2750 kg/m³의 값을 적용하였다. 연구지역을 관입한 서측과 북측의 백악기 화강암의 반경은 4.2 km와 8.4 km이다. 따라서 4.2와 8.4 km의 반경을 가진 2개의 암체에 대하여 각각 관입온도가 1100, 1000, 800°C 인 3가지 경우에 주변암석에 미친 영향을 계산하였다 (Figs. 11, 12; Table 8).

Figs. 11, 12와 Table 8로부터 다음과 같은 일반적인 경향을 인지할 수 있다. 첫째, 열변성작용시 백악기 화강암체로부터 일정한 거리당 주어지는 최고온도(PT)는 주로 관입온도에 의해 결정되며 관입체의 반경의 크기에 크게 영향을 받지 않는다. 관입온도가 1100°C 와 800°C 인 경우 주변암에 미칠 수 있는 최고 온도는 각각 640~650°C 그리고 510~500°C 이다. 실제적으로 백악기 화강암의 마그마가 순수한 액체 상태로 관입하였을 가능성이 낮아 백악기 화강암이 주변암석에 야기시킨 변성온도는 640~650°C 보다 낮을 것이다; 그리고 백악기 화강암 관입시기의 지각의 지온 상승률이 일반적인 경우보다 높았을 것이며 관입깊이가 1.5 kb보다 깊었을 가능성을 생각하면 백악기 화강암이 주변암석에 야기시킨 변성온도는 510~500°C 보다 높을 것으로 예상된다. 둘째 주변암에서의 최고온도의 유지기간(PRT)은 관입체의 반경이 커질수록 길어진다. 최고 온도의 유지기간은 최고 온도보다 20°C 낮은 온도에 도달할 시간부터 최고온도가 지난 후 20°C 냉각된 시기까지의 기간을 계산하였다. 관입체로부터 2 km

Table 8. T-t paths followed by country rocks located at six distances in the contact aureole of Mungyong Cretaceous

CRETACEOUS GRANITE		Time: 2000000 years			
Distance		INT 1100°C		INT 800°C	
50 m	IBR	4.2 km	8.4 km	4.2 km	8.4 km
	IT	585°C	595°C	440°C	450°C
	PT	640°C	650°C	500°C	510°C
500 m	RPT	200000yr	450000yr	200000yr	550000yr
	PPT	300000yr	1050000yr	150000yr	1050000yr
	IT	325°C	465°C	270°C	360°C
	PT	610°C	620°C	480°C	485°C
	RPT	200000yr	650000yr	250000yr	850000yr
1 km	PPT	300000yr	300000yr	200000yr	1150000yr
	IT	120°C	320°C	120°C	260°C
	PT	570°C	595°C	455°C	470°C
	RPT	300000yr	950000yr	250000yr	950000yr
	PPT	300000yr	300000yr	200000yr	500000yr
2 km	IT	120°C	120°C	120°C	120°C
	PT	520°C	565°C	405°C	430°C
	RPT	400000yr	1250000yr	350000yr	1150000yr
	PPT	150000yr	150000yr	350000yr	500000yr
	IT	120°C	120°C	120°C	120°C
4 km	PT	440°C	490°C	340°C	380°C
	RPT	700000yr	1850000yr	550000yr	1750000yr
	PPT	600000 yr	600000 yr	800000 yr	800000 yr

INT=Intrusion Temperature; IBR=Igneous Body Radius; IT=Initial Temperature of country rocks; PT=Peak metamorphic Temperature of country rocks; RPT=Time needed to Reach Peak Temperature; PPT=Preservation Period for Peak Temperature.

떨어진 지역내에서의 최고온도 유지기간은 반경이 4.2 km인 관입체에서는 15만년 이상이고 반경이 8.4 km인 관입체의 경우는 50만년 이상이다. 셋째, 관입온도가 동일할 경우에 화강암의 관입 후 주변암이 최고 온도에 도달하는 시간(RPT)은 관입체로부터의 거리가 증가할수록 관입체의 반경이 증가할수록 증가한다. 또한 주변암의 관입직후의 초기온도(IT)와 최고온도와의 차이는 2~3 km내에서는 관입체로부터 거리가 멀어질수록 커지며 2~3 km 이후부터는 감소한다. 연구지역의 백악기 화강암이 주변암에 야기시킬 수 있는 최고온도가 510°C 와 640°C 사이이고 최고온도의 유지기간은 15만년 이상이며 문경지역의 백악기 화강암의 접촉부의 변성 니질암으로부터 측정된 변성온도가 480~580°C 인 사실은 15만년 정도의 시간이 변성작용을 일으키기에 충분하다는 것을 간접적으로 지시하고 있다. 그리고 이론적인 연구에 의하면 백악기 화강암은 2 km 반경내에 400~500°C 이상의 변성작용을 그리고 4 km 반경내에 340~400°C 이상의 변성작용을 야기시킬 수

있으며 이러한 연구결과는 연구지역의 암석학적 연구와 비교적 잘 일치한다.

결 론

본 연구에서 변성 염기성암과 변성 퇴적암에 대한 문경지역의 백악기 화강암의 영향을 평가하고 다음의 결과를 얻었다.

1. 문경지역의 백악기 화강암은 주변암에 저압 접촉 변성작용을 일으켰다; 백악기 화강암에서 멀어지면서 변성 염기성암류는 각섬암상대, 녹염석-각섬암상대, 그리고 녹색편암상대의 변성작용을 그리고 변성 퇴적암류는 근청석대(480~580°C, 1.5~3.3 kb), 흑운모대, 그리고 녹니석대의 변성작용을 받았다.

2. 대체적으로 백악기 화강암에 가까워짐에 따라 변성 염기성암내의 각섬석은 양기석로부터 양기석-ferro tschermakite 쌍과 양기석-ferro hornblende 쌍의 각섬석 성분을 거쳐 최종적으로 하나의 각섬석인 ferro tschermakitic hornblende로 바뀌어진다.

3. 각섬석-사장석 지온계는 각섬석의 X_{Mg} 성분에 영향을 받을 뿐 아니라 2개의 각섬석과 사장석이 공존하는 경우에는 두 개의 다른 변성온도를 나타내고 경우에 따라서는 예상되는 온도보다 100~300°C 높은 변성온도를 나타낸다. TWEEQU 프로그램을 이용하여 측정된 변성 니질암의 변성온도가 각섬석-사장석 지온계에 의한 추정된 변성온도보다 연구지역의 암석학적 연구결과와 잘 일치한다.

4. 반경이 4 km보다 큰 연구지역의 백악기 화강암 관입체가 주변암에 미치는 변성정도는 주로 관입체의 관입온도에 의해 결정되며 화성암체의 크기에 의해서는 큰 영향을 받지 않으며 2 km 반경내에 400~500°C 이상의 변성작용을 그리고 4 km 반경내에 340~400°C 이상의 변성작용을 야기시켰을 것으로 예상된다.

사 사

이 연구를 위하여 야외조사와 실내작업에 도움을 준 전북대학교 지질학과 학생들과 논문을 면밀히 검토해 주신 조문섭 교수와 김지영 박사 그리고 EPMA 분석에 도움을 준 김현철 석사에게 감사드린다. 이 연구는 학술진흥재단과 전략광물자원센터의 지원으로 수행되었다.

참고문헌

- 권성택, 이동호, 1993, 보은지역의 옥천 변성 염기성암에 대한 암석 지구화학적 연구. 암석학회지, 1, 104-123.
- 김옥준, 김규한, 1976, 옥천지향사대내에 분포하는 염기성암류의 암석학적인 연구. 광산지질, 9, 13-16.
- 김남장, 최승오, 강필중, 1967, 한국지질도(1:50,000), 문경도폭 및 설명서. 국립지질조사소, 36p.
- 이대성, 박종심, 1981, 보은화강섬록암 서남부 접촉부에 대한 암석학적 연구. 광산지질, 14, 55-76.
- 이민성, 김상욱, 1968, 한국지질도(1:50,000), 함창도폭 및 설명서. 국립지질조사소, 36p.
- 손치부, 1986, 옥천변성대론. 이상만 교수 송수기념논문집, 65-71.
- 홍세선, 1985, 괴산 동남부에 부포하는 옥천층군의 속리산화강암에 의한 접촉변성에 관한 암석학적 연구. 연세대학교 석사학위 논문, 76p.
- Ann, K.S., 1991, New metamorphic reaction in low-pressure meta-pelitic rocks and petrological study on dolerite sills of Mungyong area, Korea. Ph. D. Thesis, Tokyo Univ., 186p.
- Berman, R.G., 1988, Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. J. Petrol., 29, 445-522.
- Berman, R.G., 1990, Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. Am. Mineral., 75, 328-344.
- Berman, R.G., 1991, Thermobarometry using multiequilibrium calculations; A new technique with petrologic applications. Can. Mineral., 29, 833-855.
- Blundy, J.D. and Holland, J.B., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208-224.
- Bucher-Nurminen, K., 1987, A recalibration of the chlorite-biotite-muscovite geobarometer. Contrib. Mineral. Petrol., 59, 281-292.
- Burnham, C.W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids: in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), John Wiley, New York, 71-136.
- Chatterjee, N.D. and Froese, E.F., 1975, A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Am. Mineral., 76, 1223-1231.
- Cluzel, D., 1992, Ordovician bimodal magmatism in the Ogcheon Belt (South Korea): intracontinental rift-related volcanic activity. J. Southeast Asia Earth Sci., 7, 195-209.
- Cluzel, D., Lapierre, H. and Cadet, J.P., 1989, Evidence for an early paleozoic rift magmatism in the Ogcheon belt (South Korea). C. R. Acad. Sck. Paris, 308, 1473-1480.
- Cluzel, D., Cadet, J.P. and Lapierre, H., 1990, Geodynamics of the Ogcheon belt (South Korea). Tectonophysics, 183, 41-56.
- Ferry, J.M., 1981, Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: An example of desulfidation during prograde regional metamor-

- phism. *Am. Mineral.*, 66, 908-930.
- Holdway, M.J. and Nukhopadhyay, B., 1993, Geothermobarometry in pelitic schists: A rapidly evolving field. *Am. Mineral.*, 78, 681-693.
- James, R.S. and Hamilton, D.L., 1969, Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2$ at 1 kilobar water vapor pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21, 111-141.
- Kim, H.S., 1971, Metamorphic facies and regional metamorphism of the Ogcheon belt. *J. Geol. Soc. Korea*, 7, 221-256.
- Lee, H.Y., Lee, M.S. and Um, S.H., 1980, Geochemistry of amphibolites in the Hwanggangri Area, Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, 16, 93-104.
- Lee, J.I., 1991, Petrology, Mineralogy and Isotopic Study of the Shallow-depth emplaced granitic rocks, southern part of the Kyoungsang Basin, Korea; origin of micrographic granite. Ph.D. Thesis, Univ. Tokyo, 197p.
- Maruyama, S., Suzuki, K., and Liou, J.G., 1983, Greenschist-Amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.*, 24, 583-604.
- McMillan, D., Berman, R.G. and Greenwood, H.J., 1991, Calibration of the SGAM thermobarometer for pelitic rocks using data from phase equilibrium experiments and natural assemblages. *Can. Mineral.*, 29, 889-908.
- McMillan, P.F. and Holloway, J.R., 1987, Water solubility in aluminosilicate melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 320-332.
- Nichoias, M.S.R. and Gray, W.C., 1990, MINTAB: A general-purpose mineral recalculation and tabulation program for Macintosh microcomputers. *Am. Mineral.*, 75, 424-430.
- Papike, J.J., Cameron, K.L. and Baldwin, K., 1974, Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of Fe^{+3} iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am., Abstract with Programs*, 6, 1053-1054.
- Pattinson, D.R.M., 1987, Variations in $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, F, and $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Si}=2\text{Al}$ in pelitic mineral in the Ballachulish thermal aureole, Scotland. *Am. Mineral.*, 72, 255-272.
- Ryu, Y.B., 1991, Metamorphism and tectonic environment of Ogcheon Metabasites in the Ogcheon Metamorphic Belt, South Korea. M.S. dissertation, Korea Univ., 104p.
- Spear, F.S., 1980, $\text{NaSi}=\text{CaAl}$ exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 33-41.
- Spear, F.S., 1981, Amphibole-Plagioclase equilibria: An empirical model for the reaction $\text{Albite}+\text{Tremolite}=\text{Edenite}+4\text{ Quartz}$. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 355-364.
- Spear, F.S. and Peacock, S.M., 1990, Program manual and computer exercises for the calculation of metamorphic phase equilibria, pressure-temperature-time paths and thermal evolution of orogenic belts. 188p.
- Speer, J.A., 1982, Metamorphism of pelitic rocks of the Snyder Group in the contact aureole of the Liberty Hill pluton, South Carolina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, Part I, 603-609, Part II, 1262-1358.
- Terabayashi, M., 1993, Compositional evolution in Ca-amphibole in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia, Canada. *J. Meta. Geol.*, 11, 677-690.
- Whitney, J.A., 1975, The effects of pressure, temperature and $X_{\text{H}_2\text{O}}$ on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.
- Whitney, J.A., 1989, Origin and evolution of silicic magma in Ore deposition associated with magmas (ed. J.A. Whitney and A.J. naidrett), *Reviews in Econ. Geol.*, 4, 183-201.

(책임편집 : 조문섭)

Thermal metamorphism of metabasites and metasediments in the Mungyong area by Cretaceous granite

Chang Whan Oh, Soung Weon Kim and Jong Seab Kim

*Department of Geology, College of Natural Science,
Chonbuk National University, Chonju 560-756, Korea*

ABSTRACT : Metabasites and metapelites in the Mungyong area were intruded by Cretaceous granites with radius of 4~8 km. As the distance from granite body increases, the mineral assemblage of metabasite changes from amphibole+plagioclase through amphibole+plagioclase+epidote to amphibole+plagioclase+epidote+chlorite. The compositional variations of amphibole and plagioclase according to the change of metamorphic grade and bulk rock compositions are very complex. Towards the Mungyong Cretaceous granite body, the mineral assemblage of metapelite changes from chlorite+muscovite(chlorite zone) through biotite+chlorite+muscovite(biotite zone) to andalusite+biotite+muscovite±chlorite or cordierite+biotite+muscovite±chlorite(cordierite zone). The estimated metamorphic conditions of cordierite zone are 480~580°C, 1.5~3.3 kb. The theoretical study on the thermal metamorphism caused by the Cretaceous granite with radius longer than 4 km in the Mungyong area suggests the followings: The degree of metamorphism is mainly determined not by the size of granite body but by the temperature of granite intrusion; The country rocks within 2 km from Cretaceous granite have undergone metamorphism with temperature higher than 500°C, which is consistent with the petrological study in the Mungyong area. Mungyong Cretaceous granite caused a low P/T thermal metamorphism to the country rocks; the amphibolite facies metamorphism to the country rocks within 1~2 km from the granite body and the epidote-amphibolite and greenschist facies metamorphism to the country rocks within 2~5 km.

Key Words : the Mungyong Cretaceous granite, low-P/T metamorphism, andalusite, the amphibolite facies, cordierite zone