

삼척지역 북동 영남 육괴에 분포하는 우백질 화강암의 기원 및 진화

정원석 · 나기창*

충북대학교 자연과학대학 지구환경과학과

Origin and Evolution of Leucogranite of NE Yeongnam Massif from Samcheok Area, Korea

Won Seok Cheong and Ki Chang Na*

Department of Earth & Environmental Sciences, College of natural Science, Chungbuk National University, 48 Gaesin-dong, Cheongju, Chungbuk 361-763, Korea

요약: 삼척 원덕읍에 분포하는 영남육괴 변성퇴적암류에 대한 변성작용을 판단하고 이에 따른 우백질 화강암의 기원과 진화과정을 규명하였다. 변성퇴적암류는 광물 조합에 따라 크게 석류석대와 규선석대로 나눌 수 있다. 규산질 퇴적암의 특징을 나타내는 변성퇴적암류는 암석성인격자를 바탕으로 석류석대는 4.8~5.8 kbar, 740~800°C, 규선석대는 2.5~4.5 kbar, 640~760°C의 변성작용을 받았다. 이 지역에 분포하는 우백질 화강암류(임원 우백질화강암)는 $A/CNK=1.31-1.93$ 이고 $DF(\text{discriminant factor}) > 0$ 인 과알루미늄질 화강암이다. 따라서 이는 S-type의 화강암류에 속하며 이의 기원은 주변의 변성퇴적암류이다. 주원소 및 미량원소 성분들은 우백질 화강암이 충돌대 또는 화산호 화강암 같은 대륙의 충돌 환경과 관련성을 나타낸다. 우백질 화강암의 Rb/Sr 의 비율(1.8-22.9)은 Sr/Ba 비율(0.21-0.79)에 비해 크기 때문에 백운모의 탈수 용융작용으로 우백질 마그마가 형성되었다. 우백질 화강암의 REE 함량은 전반적으로 변성퇴적암류보다 낮은 LREE 함량과 비슷한 HREE 함량을 갖는다. 이러한 형성 과정을 확인하기 위해 일부 변성퇴적암 및 우백질화강암 시료의 광물 함량비율과 기존 연구의 유문암 및 미그마타이트에 들어 있는 광물의 REE 함량을 이용하여 모델링을 수행했다. 이에 따르면 일부 우백질 화강암의 HREE를 저어콘이 조절했을 가능성도 보여주나, 대부분의 우백질 화강암의 LREE 조절자는 모나자이트이고 HREE 조절자는 석류석으로 판단된다. 변성퇴적암에서 부수광물들 모나자이트 및 저어콘 같은 부수광물들은 주로 흑운모의 포유물로 확인되기 때문에 변성퇴적암으로부터 형성된 우백질 마그마는 주로 백운모의 붕괴 작용으로 형성된 것이다. 콘드라이트로 표준화한 REE 패턴에서 우백질 화강암은 음의 Eu 이상치를 갖는 것(Type I)과 양의 이상치를 갖는 것(Type II)로 구분할 수 있다. 우백질 화강암은 변성퇴적암류에 비해 낮은 Eu 함량을 갖으며 REE 형태와 관계없이 비슷한 Eu 함량을 갖는다. 이는 REE 모델링에서 변성퇴적암과 우백질 화강암의 장석 성분과 관련이 깊은 것으로 나타난다. 또한 주원소 (K_2O and Na_2O) 및 미량원소(Eu, Rb, Sr, Ba) 역시 강한 알칼리 장석의 분화작용을 지시한다. 결론적으로 본 연구 지역에 분포하는 우백질 화강암은 대륙충돌 환경에서 변성퇴적암류가 고온변성작용 중에 발생한 백운모 탈수 용융작용으로 발생한 용융체가 이후 분화과정을 겪어 산출된 것으로 판단된다.

핵심어: 영남육괴, 우백질화강암, 백운모 붕괴, 분화작용.

Abstract: We study metamorphism of metasedimentary rocks and origin and evolution of leucogranite from Samcheok area, northeastern Yeongnam massif, South Korea. Metamorphic rocks in this area are composed of metasedimentary migmatite, biotite granitic gneiss and leucogranite. Metasedimentary rocks, which refer to major element feature of siliclastic sediment, are divided into two metamorphic zones based on mineral assemblages, garnet and sillimanite zones. According to petrogenetic grid of mineral assemblages, metamorphic P-T conditions are 740~800°C at 4.8~5.8 kbar in the garnet zone and 640-760°C at 2.5-4.5 kbar in sillimanite zone. The leucogranite (Imwon leucogranite) is peraluminous granite which has high alumina index ($A/CNK=1.31-1.93$) and positive discriminant factor value ($DF > 0$). Thus, leucogranite is S-type granite generated from metasedimentary rocks. Major and trace element diagram (R_1-R_2 diagram and Rb vs. Y+Nb etc.) show collisional environment such as syn-collisional or volcanic

*Corresponding author: petrona@cbu.ac.kr

arc granite. Because Rb/Sr ratio (1.8-22.9) of leucogranites is higher than Sr/Ba ratio (0.21-0.79), leucogranite would be derived from muscovite dehydrate melting in metasedimentary rocks. Leucogranites have lower concentration of LREE and Eu and similar that of HREE relative to metasedimentary rocks. To examine difference of REEs between leucogranites and metasedimentary rocks, we perform modeling using volume percentage of a leucogranite and a metasedimentary rock from study area and REE data of minerals from rhyolite (Nash and Crecraft, 1985) and melanosome of migmatite (Bea *et al.*, 1994). Resultants of modeling indicate that LREE and HREE are controlled by monazites and garnet, respectively, although zircon is estimated HREE dominant in some leucogranite without garnet. Because there are many inclusions of accessory phases such as monazite and zircon in biotites from metasedimentary rocks, leucogranitic magma was mainly derived from muscovite-breakdown in metasedimentary rocks. Leucogranites can be subdivided into two types in compliance with Eu anomaly of chondrite normalized REE pattern; the one of negative Eu anomaly is type I and the other is type II. Leucogranites have lower Eu concentrations than that of metasedimentary rocks and similar that of both type. REE modeling suggest that this difference of Eu value is due to that of components of feldspars in both leucogranite and metasedimentary rock. The tendency of major (K_2O and Na_2O) and trace elements (Eu, Rb, Sr and Ba) of leucogranites also indicate that source magma of these two types was developed by anatexis experienced strong fractionation of alkali-feldspar. Conclusively, leucogranites in this area are products of melts which was generated by muscovite-breakdown of metasedimentary rock in environment of continental collision during high temperature/pressure metamorphism and then was fractionated and crystallized after extraction from source rock.

Key words: Yeongnam massif, leucogranite, muscovite-breakdown, fractionation.

서론

화강암질 마그마화작용은 대륙 지각 속에서 열과 물질의 전이 과정을 설명하는 가장 중요한 메카니즘이다. 지각 순환작용 중에 화강암질 용융체만 산출하는 것이 아니기 때문에 주변 암석에는 다양한 지화학적 변화가 발생한다. 일반적으로 과알루미늄(peraluminous) 우백질 화강암은 일반적으로 고 변성대 지역뿐만 아니라 천부 심성암체를 형성하는 것과 관련된다. 또한 과알루미늄 우백질 화강암의 마그마화 작용은 대륙지각의 충돌과 연관된다(e.g., Le Fort *et al.*, 1987). 암석 용융 실험들은 암석의 초기 용융체 성분이 우백질 화강암과 유사하기 때문에 우백질 화강암이 지각의 부분 용융으로 인하여 형성된 용융체가 용출되어 만들어진 산물이라고 보고 있다(e.g., Castro *et al.*, 1999, 2000; Spicer *et al.*, 2004). 이렇게 용출된 용융체가 순수하게 용출되지 않고 주변의 잔류물과 재반응 하거나 그것들을 그대로 내포하고 있을 경우에는 새로운 화성암체가 형성되는 것으로 보고 있다(Castro *et al.*, 1999). 또한 지각 용융체는 용융체 크기와 이동성에 의존하여 아나텍틱 미그마타이트나 우백질 화강암체를 형성한다(Brown, 1994). 따라서 부분 용융작용은 지각에서 다량의 화강암질 용융체의 산출의 원인이 되는 것이고 지각 분화 작용의 중추적인 역할을 한다. 우백질 화강암과 이들 주변의 변성퇴적암류의 지화학적 분석은 용융체가 어떤 온도-압력 조건에서 산출되었고 변성퇴적암

류로부터 얼마만큼의 용융체가 산출되어 화강암체를 만들었는지에 대한 지식을 준다(e.g., Fornelli, *et al.*, 2002; Kawakami and Kobayashi, 2006). 또한 화강암체 속의 미량원소 및 희토류 원소의 변화는 용융체가 어떠한 진화과정을 거쳤는지 알 수 있도록 한다(e.g., Mason and Moore, 1982; Harris and Inger, 1992; Harris *et al.*, 1995).

삼척 지역에 분포하는 북동 영남 육괴는 다변성작용을 받은 변성암 복합체로 변성퇴적암류 뿐 아니라 퇴적기원 변성화성암류가 복합적으로 나타나는 상당히 복잡한 지질을 이루고 있다(e.g., 정원석 외, 2006). 최근 북동 영남육괴의 연구들은 대체로 지구화학적 분석은 물론이고 동위원소적인 분석을 이용하여 한반도와 중국 대륙 사이의 지질학적 관계를 정립하려고 노력하는 추세이다(e.g., Kim and Cho, 2003; Lee *et al.*, 2005). 또한 이 지역의 우백질 화강암(소위 임원 우백질 화강암)에 대한 연대나 형성조건에 대한 연구가 활발하게 진행되었다(Lee *et al.*, 1986; Lee *et al.*, 1994; Chang *et al.*, 2003). Kim and Cho(2003)는 소백산 부근의 북동 영남육괴에 분포하는 우백질 화강암이 주변 변성퇴적암류의 유체 결여 환경에서 상부지각의 1차적인 용융작용에 의해 형성되었다고 논하였으며 변성퇴적암류에 분포하는 운모류의 탈수 용융작용과 관계가 깊다고 하였다. 삼척지역도 동일한 영남육괴에 속하기는 하지만 아직 이 지역에 분포하는 우백질 화강암에 대한 정확한 기원과 그 형성과정에 대해서는 논

한 것이 없다. 따라서 이번 연구에서는 정원석 외(2006)에서 부족했던 강원도 삼척시 남부에 분포하는 북동 영남육괴의 변성작용 및 환경에 대한 내용을 보강하고 이를 바탕으로 우백질 화강암의 성인과 진화과정을 논해 보고자 한다. 이를 위해서 이전에 부족했던 변성암의 광물 조합 자료를 보강하였고 추가적인 주원소, 미량원소 및 희토류원소 분석을 수행하여 이 지역의 우백질 화강암과 변성퇴적암류의 상관관계에 대해서 연구해 보고자 한다. 또한 일부 암석의 광물 함량비와 유문암(Nash and Crecraft, 1985) 및 미그마타이트(Bea *et al.*, 1994)의 광물에 대한 희토류 원소 분석 값을 이용하여 우백질 화강암의 진화과정을 모델링 할 것이다.

일반 지질 및 구성광물

삼척시 남부는 영남 육괴의 북동부 지역에 해당하는 곳이다. 다른 지역의 영남육괴(e.g., Kim and Cho, 2003)와 마찬가지로 이 지역의 영남육괴 역시 선캠브

리아 변성퇴적암류와 변성화성암류가 혼재되어 나타나는 변성복합체이다. 이러한 변성암체들은 연구지역의 북서쪽과 남부 일부에서 고생대 조선누층군과 부정합 관계를 이루고, 남부에서 중생대 퇴적암내지 화산암류가 피복 또는 관입하였다(Fig. 1; 원종관 외, 1994; 윤석규, 1967; 이종혁 외, 1993). 변성퇴적암류는 이질 편암, 사질편암 그리고 미그마타이트질 편마암으로 구성된다. 변성화성암류는 크게 소위 이천화강편마암이라 불리는 흑운모 화강편마암과 임원화강암이라 불리는 우백질화강암으로 구분된다.

변성퇴적암류

변성퇴적암류들은 연구지역의 남부와 북서부지역에서 넓게 분포한다(Fig. 1). 이는 흑운모화강편마암과 우백질 화강암이 곳곳에서 관입하고 있으며 이 지역의 최고기암이다. 장성도폭(윤석규, 1967)과 중첩되는 조사지역의 서남부에서는 이 암체를 울리층군으로 구분하였다(김용준과 이대성, 1983). 이러한 분류체계는 타

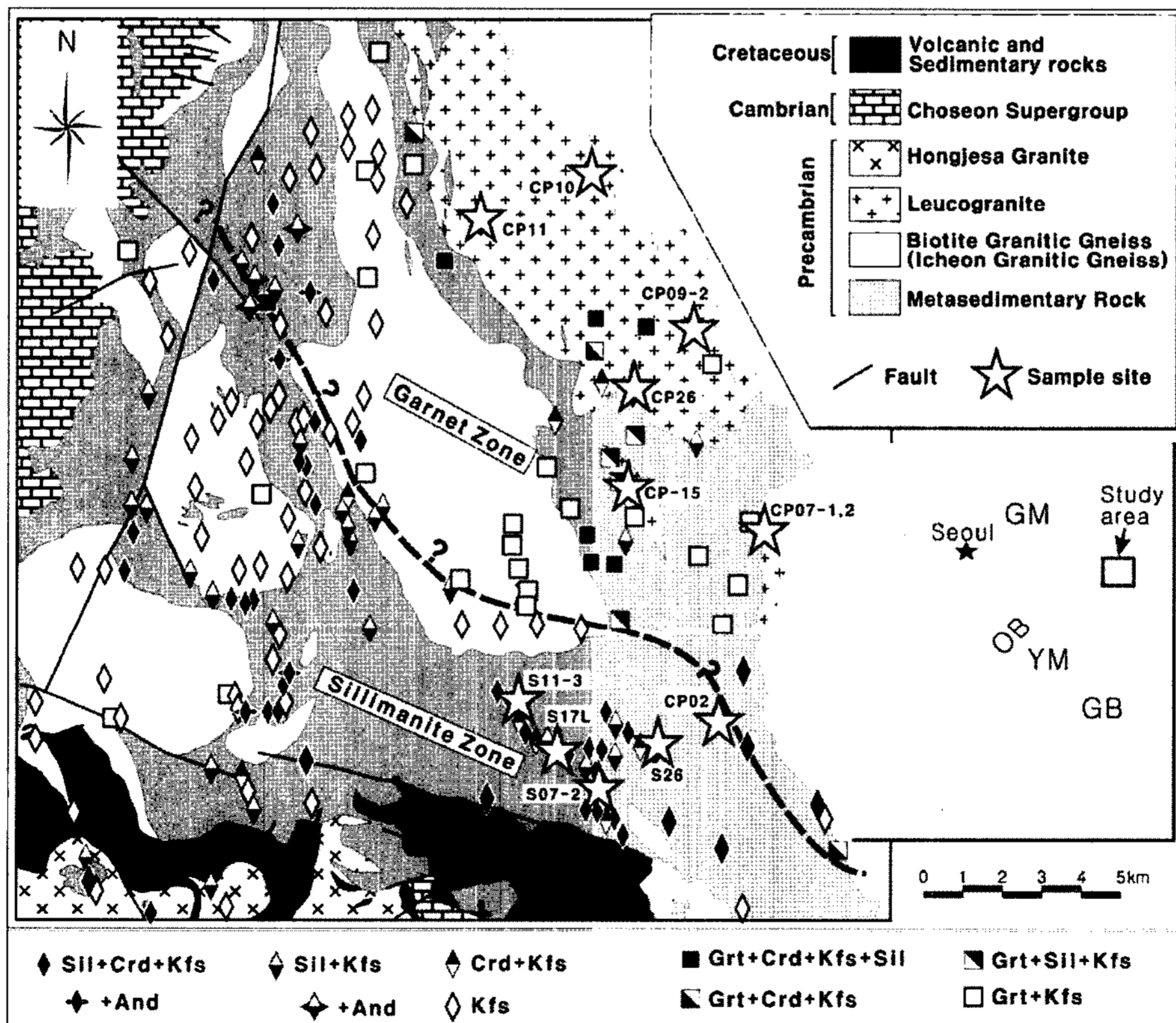


Fig. 1. Geologic map from study area. Mineral assemblage of most metasedimentary and metaigneous rocks and sampling sites of leucogranites and migmatite leucosomes are shown for representative samples. Mineral abbreviations are after Kretz (1983).

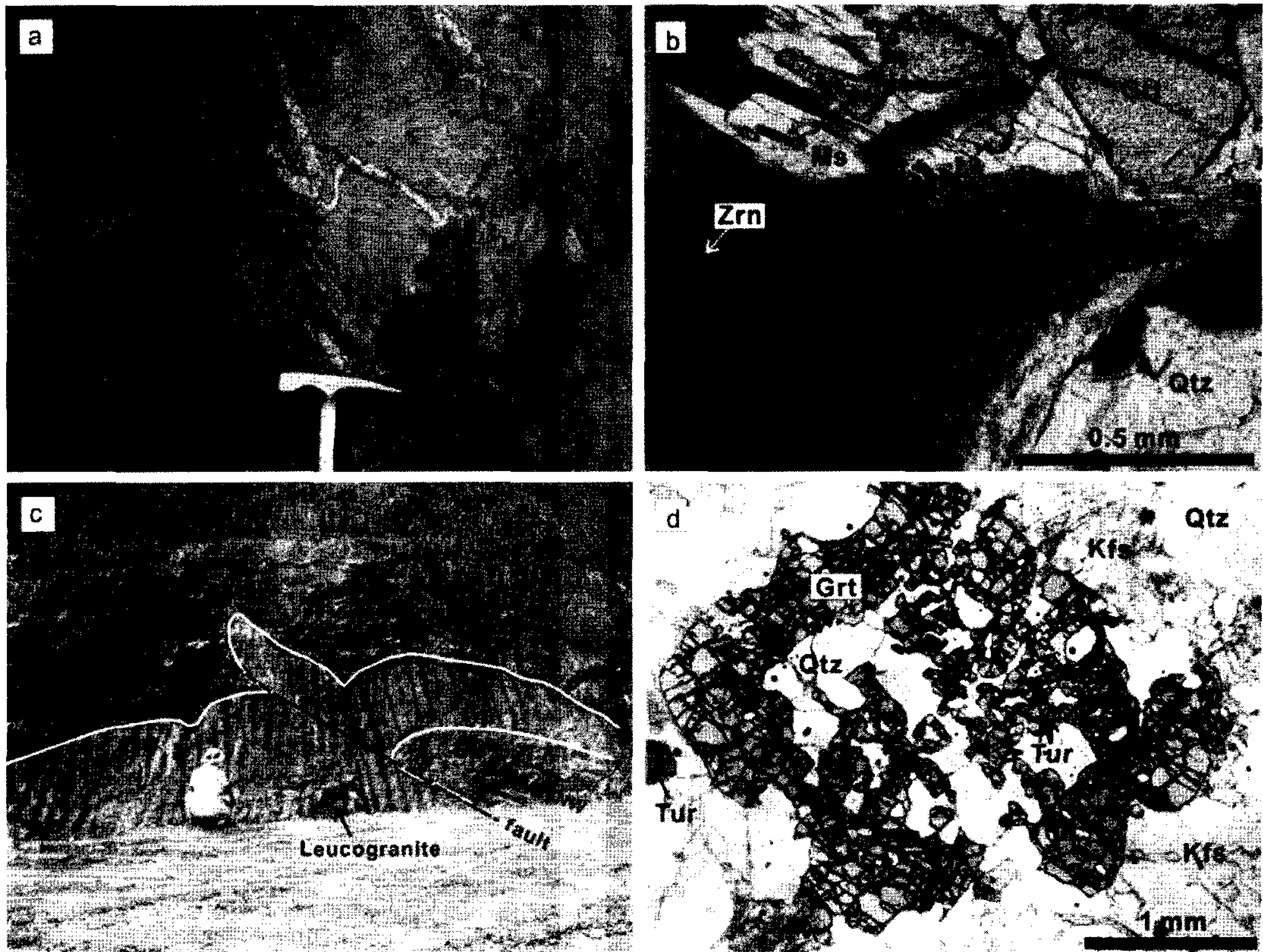


Fig. 2. (a) Photographs showing the mode of occurrence of metatexite in metasedimentary rock. (b) Photomicrographs showing the mode of biotite-breakdown texture with garnet and unknown opaque mineral in garnet zone sample from metasedimentary rocks (plane-polarised light). Biotite has dark pleochroic halos around zircon inclusions and muscovite intergrowth. (c) Leucogranite in metasedimentary rocks showing pygmatic fold. (d) Photomicrographs showing graphic garnet with tourmaline inclusions.

연구(김정찬 외, 2001)에서도 적용되어 호산리층이 울리층군에 속하는 것으로 기재하였다. 그러나 정창식 외(2004)는 호산리층을 관입한 분천화강편마암의 정치시기(박계현 외, 1993)등을 근거로 이를 원남층군으로 분류하는 것이 타당하다고 보았으며 호산리층의 퇴적 및 변성시기를 결핍맨틀 Nd 모델연대를 이용하여 원생대 초로 추정하였다.

연구지역의 변성퇴적암류는 흑운모 또는 흑운모-규선석의 배열이 엽리 방향을 대표한다. 연구지역의 남부에 분포하는 변성퇴적암류는 편암내지 약한 미그마타이트화 작용을 받은 메타텍사이트(metatexite)이다(Fig. 2a). 연구지역의 북부 및 일부 지역에 분포하는 변성퇴적암류는 남부에 분포하는 것보다 상대적으로 엽리의 발달이 빈약한 다이아텍사이트의 양상을 보인다.

변성퇴적암류의 전반적인 광물 조합은 석영+사장석+K-장석+흑운모±규선석±근청석±석류석±백운모이

다. 이 외에 부수광물로 전기석, 티탄철석, 금홍석, 황철석, 흑연, 저어콘, 모나자이트 등이 있다. 이질편암은 흑운모(ca. >30 vol.%)와 규선석(ca. <20 vol.%)의 함량이 높고, 석영의 함량이 낮은 편이다. 반면에 사질편암류는 높은 석영 함량비(ca. >50 vol.%)와 낮은 흑운모 함량비(ca. <20 vol.%)를 갖고 규선석과 장석류가 매우 적다. 변성퇴적암류에 분포하는 대부분의 사장석은 올리고클레이스내지 안데신에 속한다. 흑운모는 일부 붕괴의 양상이 나타나며 저어콘과 모나자이트로 판단되는 부수광물들을 포함하고 있다(Fig. 2b).

근청석은 장석류와 비슷한 크기인 2mm 이내의 결정으로 산출되며 연구지역의 일부 편암에서는 변정으로 관찰된다. 연구지역의 남부 지역에 분포하는 변성퇴적암류에서 근청석은 비교적 변질을 덜 받은 신선한 상태로 산출되는 편이다. 반면에 연구지역의 북서부에 분포하는 근청석들은 대부분 피나이트화 작용(pinitiza-

tion)을 받아 그 흔적만 남아 있는 경우가 많다. 또한 규선석, 흑운모, 석영, 불투명광물의 포유물을 갖는다.

홍주석은 연구지역의 북서부 일대에서 주로 산출된다. 이는 반자형 내지 타형으로 흑운모와 연정을 이루며 우백대에서 주로 산출된다. 우흑질부에서 산출되는 일부 홍주석은 타형이며 이후 규선석으로 치환되는 모습을 보이기도 한다. 또한 홍주석이 산출되는 영역의 규선석은 주로 주상인 반면, 연구지역의 남부와 동부 일대에서 산출하는 규선석은 섬유상(fibrolite)이 많다. Salje(1986)은 규선석과 홍주석의 열용량과 엔트로피를 이용하여 섬유상 규선석의 산출은 Richardson *et al.* (1969)의 홍주석-규선석 반응 곡선과 관계있고, 주상의 규선석은 그 보다 낮은 온도-압력 조건을 갖는 Holdaway(1971)의 반응선과 관계가 있다고 결론 내렸다. 이러한 결론에 따라 만일 우흑질부에 존재하는 타형의 홍주석과 규선석이 전진변성작용의 산물이라면, 동일한 규선석대 암석일 지라도 연구지역의 북서부의 규선석대가 상대적으로 낮은 온도-압력 조건에 노출되었고 섬유상 규선석이 산출될 때까지 홍주석이 잔류한 것일 수도 있다. 하지만 반자형으로 산출되는 우백대의 홍주석은 후퇴변성작용의 산물일 가능성이 매우 높다. 모나자이트와 저어콘같은 부수광물들은 일부 광물의 입자 경계 사이에 있는 것도 있긴 하지만 대부분 흑운모의 포유물로 나타난다. 이러한 부수광물들을 포유물로 갖고 있는 흑운모들은 부수광물 주변에 좀더 어두운 다색성이 나타나는 특징을 보여준다. 일부 암석에서는 0.5 mm 이상의 모나자이트가 산출되기도 한다. 변성니질암의 기질부에 분포하는 백운모는 그 양이 상당히 적은편이며(ca. <5 vol.%) 일부는 붕괴의 양상도 관찰된다. 석류석은 대체로 연구지역의 북동부의 변성퇴적암류에서 산출한다. 대부분 석영의 포유물을 가지고 있는 타형의 만곡구조로 나타난다. 기질부에 산출하는 석류석은 흑운모나 근청석으로 후퇴변성의 양상이 나타난다. 또한 희귀하기는 하지만 근청석의 포유물을 갖고 있는 것도 있다. 일부 암석에서는 석류석이 사장석의 포유물로 산출되기도 한다. 기질부에 분포하는 석류석의 성분은 Fe의 함량이 매우 높다($X_{Fe} = 0.80-0.90$).

북동부에 분포하는 변성퇴적암류는 대체로 석류석+규선석±근청석이 우세한 반면에 서남부에서는 규선석+근청석이 우세하다. Kim and Cho(2003)는 소백산 부근의 북동부 영남육괴 변성퇴적암류를 광물 조합에 따라 근청석대, 규선석대, 석류석대로 구분하고 Pattison and Tracy(1991)의 타입 2a 상계열(facies series)과 대비하였다. 이전 연구(정원석 외, 2006)도 이와 유사한 광물 조합으로 구성되는 본 연구지역을 석류석의 유무

에 따라서 각각 석류석대와 규선석대로 구분하였는데, 이번 연구에서 이에 대한 추가적인 박편 연구를 통하여 이를 보강했다(Fig. 1).

흑운모 화강편마암

흑운모 화강편마암은 연구지역의 중부와 서부지역에서 산출한다(Fig. 1). 연구지역의 중앙에 해당하는 삼척시 원덕읍 이천리에 분포하는 흑운모화강편마암은 유색광물(대부분 흑운모)이 다량 함유되어 있고 엽리의 발달이 미약한 중-조립의 등립질 내지 반상변정질 암체이다. 변성퇴적암과의 경계 부근에서 산출하는 흑운모 화강편마암은 주변의 변성퇴적암류의 엽리 방향을 따라 암상 타입으로 산출되기도 하지만 전반적으로 변성퇴적암류와의 경계가 복잡하며 점이적이다. 또한 변성퇴적암과의 접촉대 부근에서는 변성퇴적암류의 포획암 내지 잔류물로 추정되는 실리렌(schlieren)이 다수 발견된다. 연구지역의 서부에서 나타나는 흑운모 화강편마암은 연구지역의 중앙의 것보다 유색광물의 함량이 낮은 편이며 상대적으로 실리렌의 함량이 많다. 이러한 흑운모 화강암에는 페그마타이트와 우백질 화강암의 관입체가 곳곳에 나타난다. 따라서 흑운모 화강편마암의 형성시기가 우백질 화강암 보다 빠르다는 것을 알 수 있다. 이 암석의 연령은 U-Pb 저어콘 연대 측정결과 2357 ± 43 및 2342 ± 47 Ma이다(Chang *et al.*, 2003). 흑운모 화강편마암과 변성퇴적암류의 차이점은 엽리의 발달 정도와 광물의 조합이다. 일반적으로 변성퇴적암류는 엽리의 발달이 양호하고, 근청석과 규선석의 함유율이 높은 반면에 흑운모 화강편마암은 엽리의 발달이 미약하고 근청석과 규선석이 없거나 소량의 규선석이 발견된다. 광물 입자의 크기 역시 흑운모화강편마암의 광물입자가 상대적으로 더 크다. 이 암석의 지구화학적 특성은 전형적인 S-type의 화강암류이며 이 암석의 기원암은 주변의 변성퇴적암류 일 것으로 추정되나 좀 더 추가적인 연구가 필요하다(정원석, 2006).

우백질화강암

우백질 화강암은 주로 연구지역의 북동부에 크게 산출한다(Fig. 1). 또한 우백질 화강암은 변성퇴적암류 및 흑운모 화강편마암체 내부에서 엽리와 조화적 또는 비조화적인 관입형태로 나타난다. 특히 변성퇴적암류와 우백질 화강암의 접촉대 부근에서는 티그마 습곡(ptygmatic fold; Fig. 2c) 같은 상당히 복잡한 관입형태도 나타나며, 일부 암석은 주변 암석의 포획암 또는 잔류물을 포함한다. Fig. 1에 도시된 우백질 화강암체는 복잡한 야외 산출 특징과 지질경계를 표현 못하기 때

문에 우백질 화강암과 다른 암석사이의 경계를 점이적으로 판단하고 우세한 암석을 기준으로 지질 경계를 표시한 것이다(원종관 외, 1994). 이 암체의 절대연령은 Rb-Sr 전암법으로 2088 ± 8.5 Ma(김용준 외, 1984)와 2089 ± 9 Ma(주승환과 김성재, 1985)이다. U-Pb 저어콘 연대로는 1826 ± 20 Ma이다(Chang *et al.*, 2003). 따라서 우백질 화강암의 야외 산출 특성 및 절대 연령값을 종합하여 보면, 이 암석은 연구 지역의 영남육괴 변성암 중에서 최후기 암석이다.

우백질화강암의 광물 모드비율은 시료마다 약간씩 차이가 있지만 거의 비슷하다. 대체로 우백질 화강암은 석영(29-41 vol.%), K-장석(21-48 vol.%; 퍼사이트 포함), 사장석(14-16 vol.%)의 함량이 가장 높으며, Ms (<5 vol.%), 규선석(<10 vol.%), 석류석(0-5 vol.%) 혹은 운모(0.5-1 vol.%), 그리고 전기석(1-10 vol.%)은 상대적으로 함량이 낮다. 사장석의 경우, 일부 우백질 화강암(S26)과 우백질부 시료(S11-3, S17L)에서는 나타나지 않는다(Table 1). 또한 근청석의 경우 우백질부 시료에서만 나타난다. K-장석은 퍼사이트(perthite) 조직이 잘 나타나며 간혹 메소퍼사이트(mesoperthite)내지 안티퍼사이트(antiperthite) 조직도 나타난다. 또한 K-장석은 일부 암석에서 변정(porphyroblast)로 산출한다. 사장석은 주로 조장석내지 올리고클래이스에 속한다($Ab_{0.9}An_{0.1}$). 석류석은 야외 조사 및 박편 관찰에서 변성퇴적암류와 우백질 화강암 또는 우백질대가 접촉하는 부근에서 중-조립의 반자형의 만곡구조로 나타나며 우백질 화강암체의 중심부로 갈수록 그 산출이 적거나 거의 나타나지 않는다. 석류석의 성분은 알만딘($X_{alm} = 0.8$)과 스페사틴($X_{spss} = 0.13$)의 함량이 높으며 파이로프($X_{pp} = 0.06$),

그로슬라($X_{grs} = 0.01$)의 함량은 낮은 편이다. 일부 석류석은 문상조직(graphic texture)으로 나타나 화성기원임을 알 수 있다(Fig. 2d). 우백질 화강암에서 산출하는 전기석은 기질부에 간혹 석류석과 연정을 이루거나 석류석의 포유물로 산출하기도 하여 화성기원임을 알 수 있게 해준다(Fig. 2d). 우백질 화강암에서 전기석 성분은 화성기원 전기석에 속하는 흑전기석(Schorl; $X_{Fe} = 0.53-0.75$)이다. 그러나 일부 맥상의 우백질부(S11-3, S26)에 들어 있는 전기석은 변성퇴적기원인 드라바이트(drivite; $X_{Fe} = 0.29-0.48$)에 속한다.

변성퇴적암류의 변성 온도-압력 상태

위에서 언급하였듯이, 이질 기원의 변성퇴적암류의 기본 광물 조합은 석영+사장석+K-장석+흑운모±백운모±규선석±근청석±석류석이다. 이러한 조합에서 석류석의 유무에 따라 이 지역의 변성암은 크게 석류석대와 규선석대로 양분할 수 있다(Fig. 1). 석류석대의 변성퇴적암류는 대체로 위의 조합을 모두 반영하는 편인 반면에 규선석대의 암석은 석류석을 제외한 나머지 광물의 산출이 우세하다.

규선석대의 이질기원 변성퇴적암류의 광물 조합은 기본적으로 다음과 같은 백운모의 탈수 용융작용(dehydrate melting)에 의해 산출된 결과물로 추정된다(Pattison and Tracy, 1991). 광물 약어는 Kretz(1983)의 것을 따랐다.



규선석대의 이질기원 변성퇴적암류는 백운모의 함량

Table 1. List of mineral assemblage of representative samples.

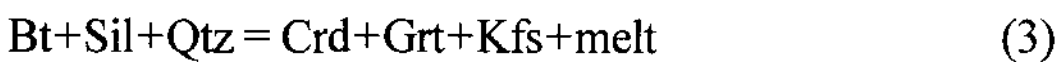
Sample	Rock type	Qtz	Kfs	Pl	Ms	Bt	Sil	Crd	Grt	Tur	Zrn
CP02	Leucogranite	+	+	+	+		+		+	+	+
CP07-1	Leucogranite	+	+	+	+		+		+		
CP09-2	Leucogranite	+	+	+	+	+	+		+		
CP10	Leucogranite	+	+	+	+	+	+				
CP11	Leucogranite	+	+	+	+		+				
CP-15 ¹	Leucogranite	+	+	+	+	+	+		+		
CP26	Leucogranite	+	+	+	+						
S07-2	Leucogranite	+	+	+	+	+	+		+	+	
S11-3	Leucosome (discordant dyke)	+	+		+	+	+	+		+	+
S26	Leucogranite	+	+		+	+	+			+	
S17L	Leucosome (boudinage)	+	+			+	+	+		+	

¹A Sample from Cheong *et al.* (2006)

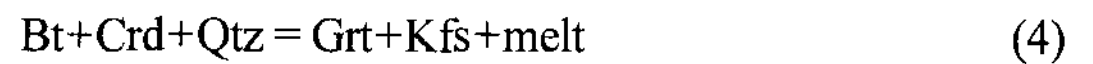
(ca. <5 vol.%)이 매우 낮는데, 이 반응식으로 이질 기원암석에 분포하는 백운모를 상당량 소모했기 때문으로 추정된다. 또한 규선석대에서 나타나는 근청석의 경우는 다음과 같은 연속 반응식에 의해 산출되었을 것이다.



이 반응식에 의하면 일부 흑운모와 규선석이 붕괴하여 근청석을 형성하는데 근청석 내부의 흑운모 포유물은 이 반응식에 대한 좋은 증거이다. 석류석대의 석류석과 근청석은 아래와 같은 불연속 반응에 의해 형성되었을 것으로 보인다.



위의 반응식으로 산출되었을 것으로 추정되는 암석 기질부의 근청석과 석류석은 흑운모의 포유물을 갖고 있으며, 규선석의 포유물은 근청석에서 주로 발견된다. 위의 불연속 반응은 다음과 같은 연속 반응도 함께 산출한다(KMASH 또는 KFASH 시스템; Spear *et al.*, 1999).



반응식 (3)과 (4)는 석류석의 포유물로 근청석이 있는 경우를 설명할 수 있으며, 이에 대한 역반응은 석류석의 가장자리에 형성되는 근청석을 설명할 수 있다. 일부 변성퇴적암에서 나타나는 사장석 내부의 석영과 석류석 포유물은 다음 반응식의 역반응으로 설명된다.

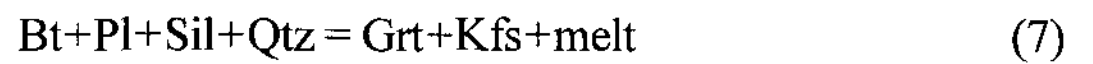


Fig. 3는 변성퇴적암류 성분의 평균값을 프로그램 Gibbs(Spear and Menard, 1989)에서 Holland and Powell (1998)의 데이터셋을 이용하여 재구성한 것이다. 여기에는 상술한 반응식 (1)부터 (6)까지가 모두 도시되어 있다. 이에 따르면 반응식 (1)이 가장 낮은 온도에서 일어나는 기상인 용융 반응식임을 알 수 있다. 위의 반응식을 암석 성인격자와 비교해 보면 규선석대는 약 2.5-4.5 kbar, 640-760°C, 석류석대는 대략 4-6 kbar,

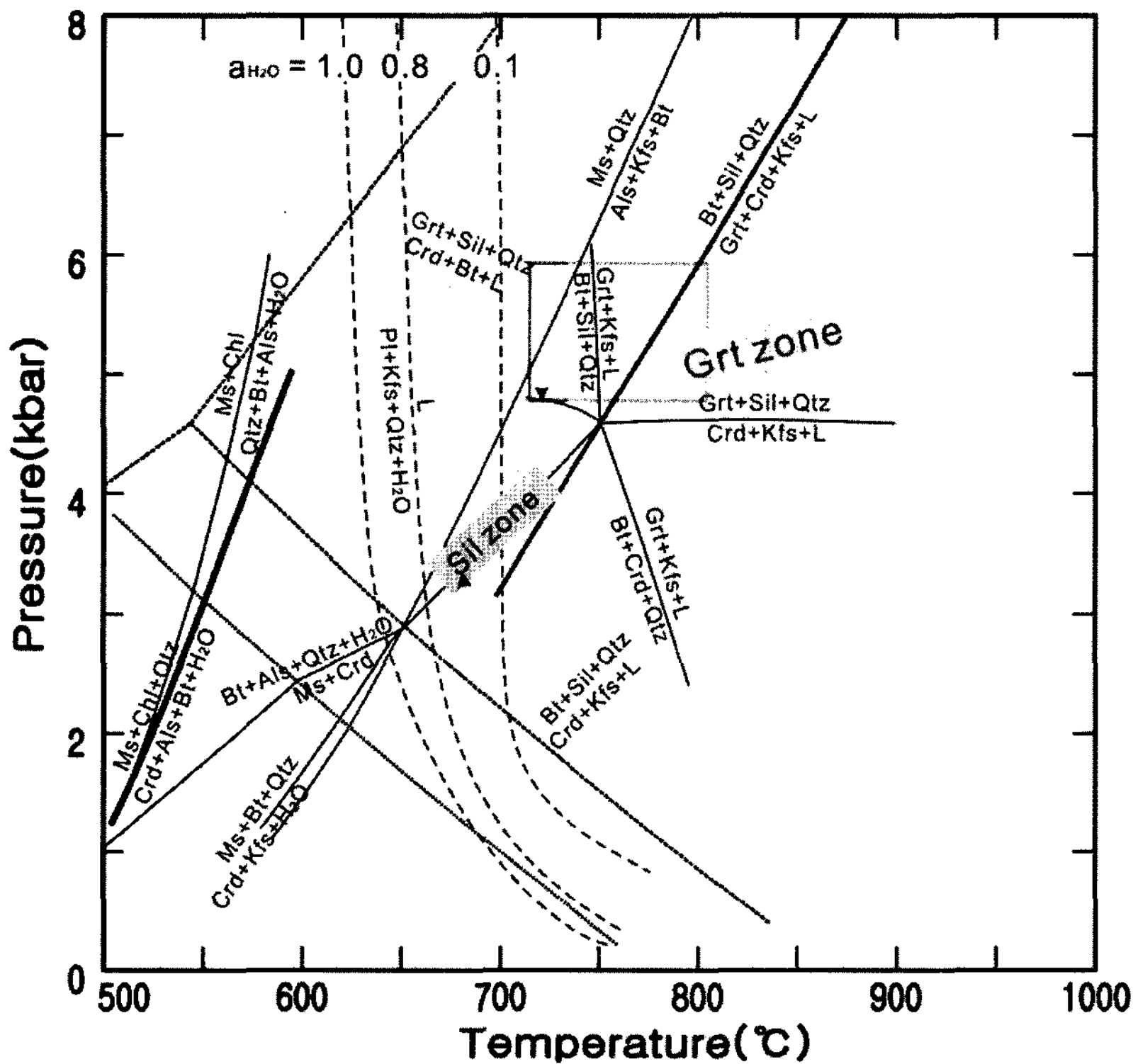


Fig. 3. Petrogenetic grid constructed with program Gibbs (Spear and Menard, 1989) using dataset of Holland and Powell (1998). A grey rectangle near Grt zone is P-T value of TWQ estimated using mineral data.

760-800°C의 변성작용을 받았을 것으로 추정된다. 참고적으로 석류석대의 일부 변성퇴적암 시료에 대한 광물 분석치를 winTWQ 2.32(Berman, 1991)로 온도 압력 조건을 산출해 본 결과는 4.2-6.0 kbar, 701~803°C의 압력-온도 조건이 산출되는데(Fig. 3) 세부적인 산출값은 추후에 언급할 예정이다.

지화학 분석

북동 영남 육괴에 분포하는 일부 변성암 시료에 대해서 주원소, 미량원소, 희토류원소 분석을 수행하였다. 이를 위해 각 암석의 신선한 부분을 200 mash 이하의 분말로 만들었다. 주원소는 서울대학교 기초과학공동기기원의 X선 형광분석기(XRF; Himadzu1700)를 이용하여 분석하였다. 미량원소와 희토류원소는 한국 기초과학지원연구원의 유도결합플라즈마 원자방출분광기(ICP-MS; Optima 4300DU)를 이용하여 분석하였다.

주원소 분석은 총 123개(변성퇴적암류 57개, 화강암질 내지 화강섬록암질 암석 43개, 우백질화강암 내지 우백질부 암석 23개). 미량원소 및 희토류원소 분석은 41개(변성퇴적암류 17개, 흑운모 화강편마암 12개, 우백질화강암 내지 우백질부 암석 12개)의 시료를 수행하였다. 이 중에서 본 논문에 이용된 우백질 화강암 및 우백질부의 시료채취 지점 및 산출 광물에 대한 특성은 각각 Fig. 1와 Table 1에 나열하였다. 변성퇴적암류 및 흑운모 화강편마암의 평균값과 더불어 우백질 화강암의 주원소 및 미량원소 함량은 Table 2와 3에 각각 나열했다. 본 논문에 이용된 우백질 화강암은 주로 임

원 우백질 화강암으로 명명된 동부의 암체와 변성퇴적암류내의 대규모 암맥(100 m 이상) 또는 소규모 맥상 우백질부로 추정되는 암석을 채취하여 분석하였다(Fig. 1, Table 1). 우백질 화강암 중 CP-15번 시료는 정원석외(2006)의 데이터를 이용하였다.

우백질 화강암의 주원소 분석 결과

Fig. 4는 우백질화강암의 주원소 분석결과와 더불어 변성퇴적암류 및 흑운모 화강편마암의 분석치 영역을 참고를 위해 함께 도시했다. 미그마타이트를 포함한 전반적인 변성퇴적암류의 SiO₂ 함유량은 45-85 wt%이다(Fig. 4). 변성퇴적암류의 Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, TiO₂, Sc(미발간 데이터) 값은 SiO₂ 값에 대하여 반비례하는 경향성을 갖는 반면에, CaO, Na₂O는 SiO₂ 값에 대하여 미약하긴 하지만 양의 상관관계를 보여준다(Fig. 4d, f). 이러한 변성퇴적암류 양상은 SiO₂와 장석류 및 흑운모, 석류석과 같은 철-마그네슘 광물의 함량 비율과 관계가 깊으며 일반적인 규산질 퇴적암(siliclastic sediment)의 특징적인 패턴이다(Shaw, 1956; Taylor & McLennan, 1985).

이러한 변성퇴적암류의 분석 결과에 비해 우백질 화강암은 매우 높고 밀집된 SiO₂ 함유량(67-75 wt%)을 보여준다(Table 2, Fig. 4). FeO_T(Fe₂O_{3tot} × 0.8998), MgO, TiO₂, CaO, Al₂O₃도 변성퇴적암류와 흑운모화강편마암류에 비해 상대적으로 좁은 영역에 도시된다. 이에 반해 K₂O와 Na₂O는 다른 변성암류에 비해 상대적으로 넓은 분포 영역을 보여준다(Fig. 4c, f). 이는 우백질 화강암류가 알칼리장석의 분화와 관계가 깊다는 것을 암

Table 2. Major element (wt%) data for leucogranites and a leucosome and metasedimentary rock with average compositional data of metasedimentary rocks (M), biotite granitic gneisses (B) and leucogranites (L).

Sample	Leucogranites						Leuco- Metasedimentary some rocks			Average values				
	CP02	CP07-1	CP09-2	CP10	CP11	CP26	S07-2	S26	S11-3	S07-1	S36-2	M	B	L
SiO ₂	72.82	73.59	74.96	73.44	73.09	71.94	74.66	74.93	67.22	66.86	45.68	72.67	67.08	60.95
Al ₂ O ₃	16.04	15.16	14.73	14.56	15.60	16.05	14.45	15.63	17.30	14.95	24.66	15.31	15.91	18.70
TiO ₂	0.06	0.05	0.02	0.09	0.05	0.04	0.02	0.06	0.28	0.62	1.56	0.12	0.45	0.70
Fe ₂ O _{3tot}	0.34	0.55	0.51	1.17	0.83	0.28	0.45	0.76	2.95	6.39	12.73	1.29	4.08	7.55
MgO	0.15	0.16	0.06	0.32	0.21	0.18	0.09	0.32	1.06	1.77	3.26	0.34	1.17	2.28
CaO	0.29	0.56	0.66	0.74	0.38	0.51	0.57	1.07	0.24	1.45	1.43	0.62	1.74	0.71
Na ₂ O	1.95	3.33	3.69	2.97	2.34	4.81	3.70	3.73	1.04	1.57	1.84	2.90	2.32	1.37
K ₂ O	5.95	4.30	3.81	3.31	3.73	4.90	4.23	3.24	7.71	2.25	5.40	4.14	4.35	4.18
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.08	0.09	0.01	0.04	0.05
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.09	0.05	0.07	0.21	0.13	0.11	0.12	0.07	0.06	0.10	0.15	0.06
LOI	1.81	1.27	0.56	1.50	1.88	1.52	0.34	0.96	1.94	2.40	3.26	1.27	2.16	2.59
Total	99.56	99.15	99.10	98.18	98.17	100.44	98.65	100.81	99.88	98.42	99.97	98.78	99.44	99.16
A/CNK	1.57	1.40	1.29	1.48	1.82	1.13	1.24	1.35	1.65			-	-	-

Table 3. Trace and rare earth element (ppm) data for leucogranites, leucosomes and metasedimentary rocks with average compositional data of metasedimentary rocks (M), biotite granitic gneisses (B) and leucogranites (L).

Sample	CP02	CP07-1	CP09-2	CP10	CP11	CP26	S07-2	S11-3	S26	S17L	S07-1	S36-2	M	B	L
Ba	202.05	15.81	93.74	363.63	107.36	167.92	51.48	1515.10	37.73	382.04	498.12	502.28	150.05	615.38	613.72
Sr	42.88	49.43	55.28	79.16	44.14	47.23	26.04	110.17	22.70	168.25	141.69	132.77	49.43	202.39	100.21
Li	27.91	11.01	8.53	20.48	12.84	2.72	4.58	35.11	50.48	21.83	89.25	180.93	11.01	26.04	62.70
Zr	44.01	18.24	20.35	16.31	26.12	2.46	18.45	110.54	32.66	109.74	104.45	263.01	18.24	79.84	114.06
Ni	0.09	0.75	0.12	0.49	1.04	0.49	0.75	3.99	0.29	16.20	30.72	60.56	0.42	7.39	32.46
Rb	183.9	132.82	99.91	113.88	130.07	178.98	134.77	228.33	85.55	111.36	148.54	318.98	140.45	173.30	199.97
Y	2.43	2.82	6.47	20.87	9.41	0.56	0.94	17.15	3.65	22.88	15.06	23.76	6.42	18.79	17.21
Nb	1.91	4.07	2.51	8.99	7.29	5.73	0.02	8.39	0.08	14.50	20.02	47.46	4.14	15.90	20.91
Cs	2.23	0.66	1.00	1.35	1.15	1.00	1.33	25.00	5.24	4.36	8.33	18.49	1.15	3.49	10.22
La	1.63	1.74	3.33	15.87	3.11	1.40	1.45	52.63	1.21	49.59	41.02	113.94	5.03	46.30	50.08
Ce	2.52	4.58	6.73	28.35	6.10	2.55	2.63	108.35	2.02	90.31	82.72	225.21	9.64	97.07	102.99
Pr	0.34	0.48	0.78	3.55	0.73	0.26	0.29	12.52	0.18	10.88	9.58	25.91	1.12	11.41	11.71
Nd	1.05	1.77	2.66	12.70	2.56	0.83	0.95	45.12	0.60	38.81	34.66	91.61	3.88	40.95	41.85
Sm	0.26	0.61	0.90	3.23	0.94	0.22	0.23	8.24	0.15	6.96	6.38	16.11	1.07	7.85	7.67
Eu	0.24	0.03	0.13	0.32	0.13	0.10	0.14	1.51	0.09	1.78	1.07	1.22	0.18	1.19	1.18
Gd	0.23	0.54	1.00	3.37	1.25	0.18	0.15	5.97	0.22	5.51	4.89	11.5	1.09	6.13	6.03
Tb	0.06	0.09	0.18	0.58	0.27	0.03	0.02	0.78	0.06	0.79	0.67	1.41	0.20	0.84	0.80
Dy	0.42	0.68	1.21	3.72	1.74	0.14	0.18	4.01	0.50	4.41	3.45	6.56	1.20	4.14	3.95
Ho	0.09	0.11	0.22	0.74	0.32	0.02	0.03	0.69	0.13	0.86	0.60	0.96	0.22	0.72	0.68
Er	0.28	0.31	0.62	1.98	0.89	0.05	0.12	1.70	0.47	2.34	1.56	1.94	0.62	1.74	1.70
Tm	0.05	0.05	0.10	0.27	0.13	0.01	0.03	0.21	0.09	0.33	0.20	0.21	0.08	0.21	0.22
Yb	0.38	0.40	0.64	1.59	0.93	0.05	0.28	1.24	0.71	2.14	1.25	1.09	0.60	1.23	1.35
Lu	0.07	0.05	0.09	0.21	0.13	n.d.	0.05	0.18	0.12	0.30	0.19	0.16	0.08	0.17	0.20
Hf	1.09	3.16	0.42	0.08	0.64	n.d.	0.26	2.79	0.71	2.65	2.71	6.72	0.36	1.97	2.83
Ta	1.01	0.39	0.83	0.56	n.d.	0.80	0.28	1.35	1.39	3.17	1.91	3.51	0.50	1.79	2.71
Th	n.d.	1.27	1.24	8.46	1.49	n.d.	0.04	24.74	n.d.	16.23	17.23	45.76	1.60	16.98	16.78
U	1.72	8.47	8.36	1.78	3.37	2.86	7.41	3.67	5.83	3.76	2.47	8.98	3.64	4.18	3.04
Eu/Eu*	2.9	0.1	0.4	0.3	0.4	1.4	2.2	0.6	1.5	0.9	0.57	0.26			
Rb/Sr	4.29	22.89	1.80	1.44	2.94	2.75	3.78	5.17	2.07	3.77	1.05	2.4			
Sr/Ba	0.21	0.37	0.59	0.22	0.41	0.79	0.28	0.51	0.07	0.60	0.28	0.26			

n.d.: not detected.

시한다.

R1-R2 다이어그램(De la Roche *et al.*, 1980)에서는 모든 우백질 화강암이 화강암 및 알칼리 화강암으로 분류된다(Fig. 5a). A/CNK(molar $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) vs. DF(discriminant factor; Shaw, 1972) 다이어그램에서 우백질 화강암은 변성퇴적암과 조화적인 양상을 보여주는 과알루미늄질의 S-type 화성암류(A/CNK = 1.04~1.93; DF>0)에 속한다는 것을 보여준다(Fig. 5b). 이 DF값은 어느 정도의 오차가 있기 때문에 일부 암석들이 해당 영역에서 벗어나기도 한다(Fig. 5b; Shaw, 1972).

미량원소 및 희토류 원소 분석 결과

원시 맨틀로 표준화한 다중-원소 변화 다이어그램(multi-element diagram or spider diagram; Taylor and McLennen, 1985)에서 변성퇴적암류는 전반적으로 Li, Ba, Th, Nb, Sr, P의 원소가 음의 이상치를 갖는 완만한 기울기를 갖는 경향성을 보여준다(Fig. 6). 전반적인 우백질 화강암은 변성퇴적암류의 미량원소 경향성과 유사한 패턴을 보여준다. 일부 우백질부 암석시료(S11-3, S17L)를 제외하고 나머지 암석들은 Rb, U, K, P, Y, Yb 및 Lu를 제외한 나머지 원소가 상대적으로 낮은 함유량을 보여준다. 특히 저어콘과 모나자이트 같

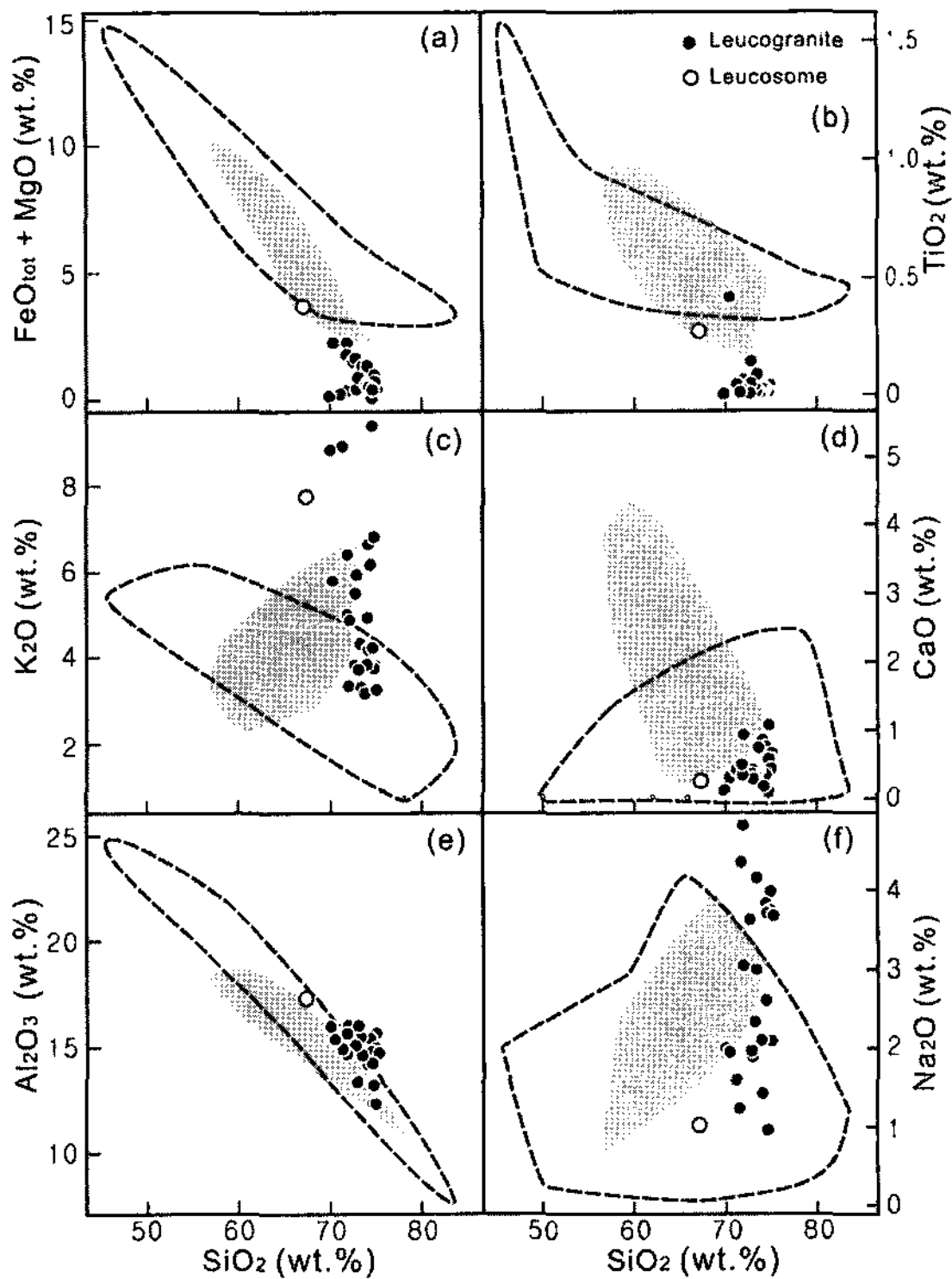


Fig. 4. Harker diagrams showing difference among metasedimentary rocks (dashed field), biotite granitic gneisses (gray field; unpublished data) and leucogranites (black circles). (a) FeO_{tot} value is calculated by $Fe_2O_{3tot} \times 0.8998$.

은 부수광물에 많이 들어 있는 원소들이 상대적으로 낮으며 흑운모와 관련 있는 Cs, Ti도 매우 낮은 편이다. K-장석과 관계가 깊은 Ba, Rb, K는 비교적 변성퇴적암류와 비슷한 함량을 보여주긴 하지만 일부 암석에서는 적은 함량을 갖는다(Fig. 6).

콘드라이트로 표준화(Taylor and McLennen, 1985)한 변성퇴적암류의 REE(rare earth element) 양상은 상당히 밀집되고 일정한 양상을 보여준다(Fig. 7). 이들은 음(negative)의 Eu 이상치와 더불어 전반적으로 급경사의 LREE(light rare earth element) 및 완만한 HREE(heavy rare earth element)의 양상을 보여준다. 우백대를 제외한 우백질 화강암류는 변성퇴적암류에 비해 낮은 LREE 함량과 비슷한 HREE 함량을 갖는다(Fig. 7). 이들은 크게 음의 Eu 이상치(Type I; $Eu/Eu^* = 0.3-0.9$)를 갖는 것과 양의 Eu 이상치(Type II; $Eu/Eu^* = 1.4-2.9$)를 갖는 두 그룹으로 구분된다. Type I은 Type II에 비해 비교적 높은 LREE 함량을 갖고 비슷한 Eu 및 HREE 함량을 갖는다(Fig. 7a). 이 두 그룹은 비슷한

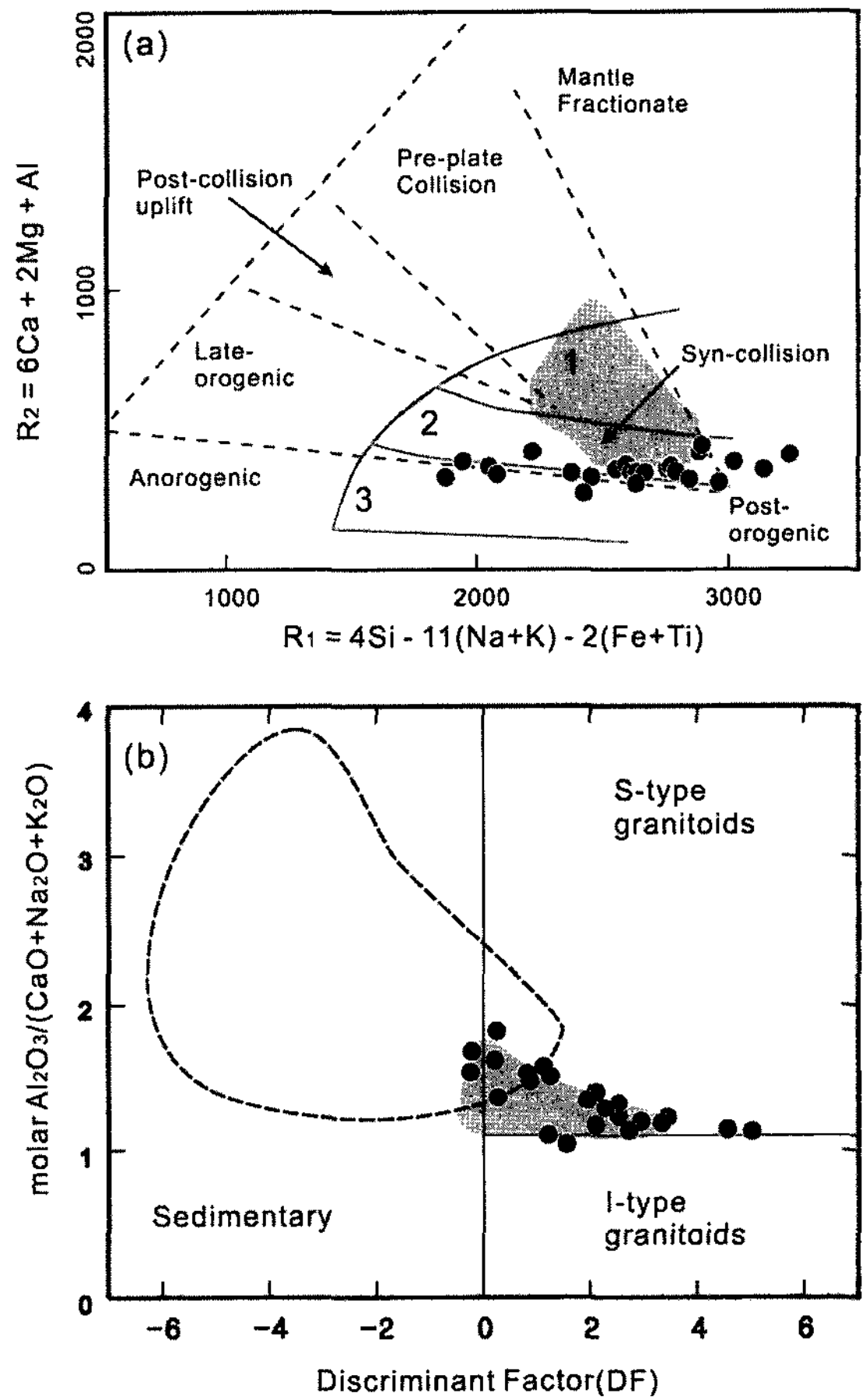


Fig. 5. Rock classification diagrams. (a) R1-R2 diagram of leucogranite (black dots) and biotite granite gneiss (gray field) related to tectonic setting (dashed lines; Batchelor and Bowden, 1985) and rock classification (solid lines; De la Roche *et al.*, 1980). In rock classification, 1: granodiorite, 2: granite and 3: alkali granite. A gray field is biotite granitic gneisses (b) A/CNK [Molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$] vs. Discriminant factor (DF) diagram. Symbols are the same as Fig. 4.

LREE 기울기를 갖지만 HREE의 패턴은 상반된다. 즉, Type I은 평탄한 HREE 패턴(Fig. 7a)임에 반해 Type II는 CP26번 시료를 제외하고 전반적으로 U자형 REE 패턴을 보여준다(Fig. 7b).

토 의

우백질 마그마의 기원 및 생성환경

앞에서 제시한 변성퇴적암류의 변성이질암류의 광물 조합과 광물 산출상태는 이 지역의 변성퇴적암류가 최

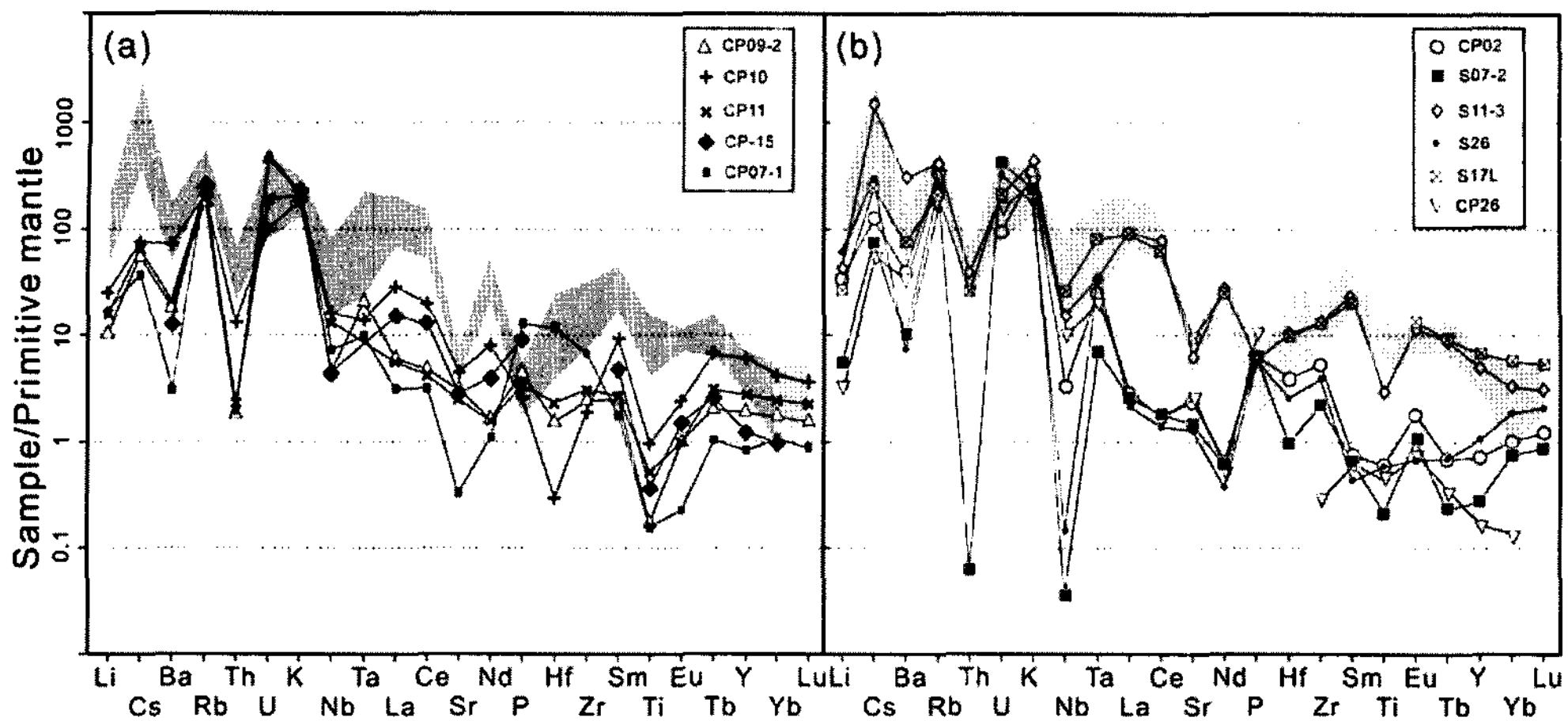


Fig. 6. Multi-element variation diagrams normalized to the primitive mantle value of Taylor and McLennan (1985). (a) Type I leucogranites. (b) Type II leucogranites with leucosomes. Gray fields are metasedimentary rocks.

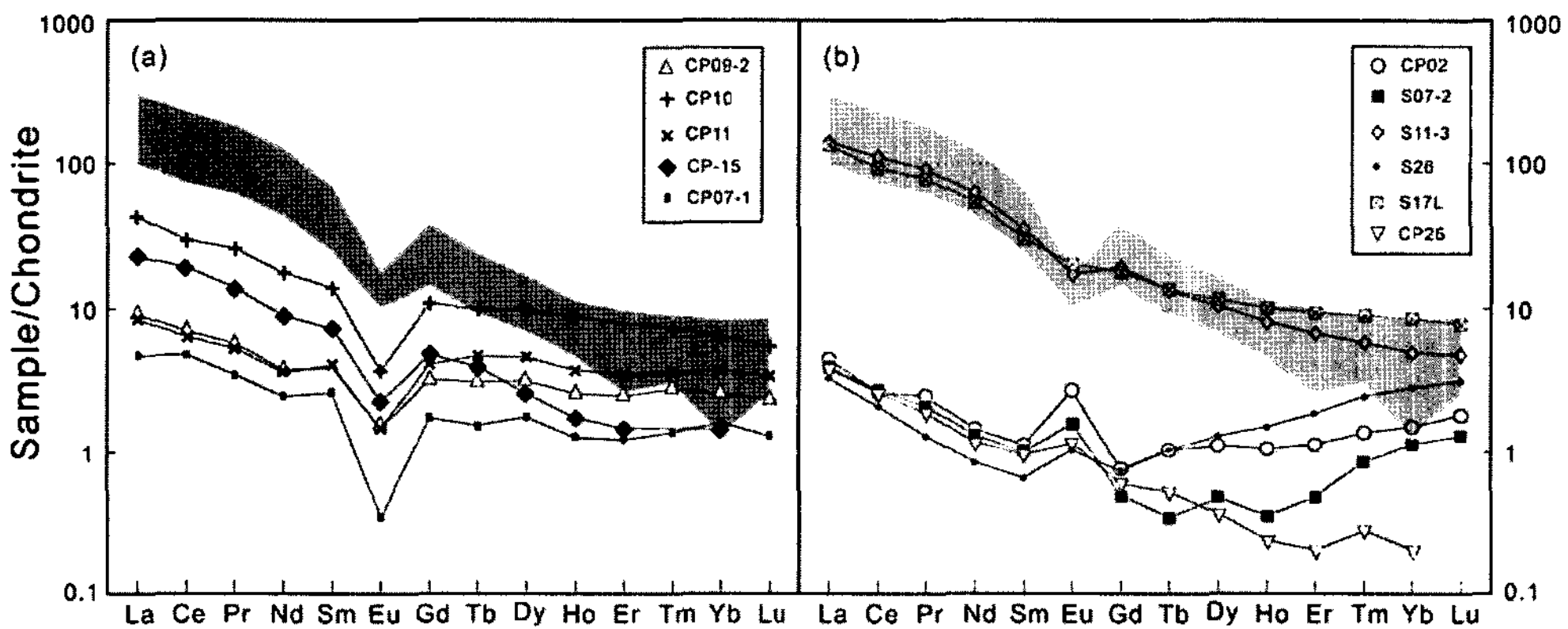


Fig. 7. Rare earth element (REE) variation diagrams normalized to the chondrite values of Taylor and McLennan (1985). (a) Type I leucogranites. (b) Type II leucogranites with leucosomes. Gray fields are metasedimentary rocks.

소한 백운모의 붕괴 반응(반응식 1) 보다 높은 온도-압력 조건에서 변성 받았음을 지시한다. 또한 일부 변성 퇴적암은 흑운모의 붕괴 불연속 반응(반응식 3) 이상의 변성작용을 받았을 것으로 추정되며 실제로 흑운모의 붕괴 양상이 박편상에서 관찰된다(Fig. 2b). 이러한 반응식은 모두 물이 없는 환경에서 변성퇴적암류의 부분용융작용을 반영한다. 이에 의해 발생한 용융체(melt)는 미그마타이트에서 우백질부를 형성한다(e.g., Kriegsman, 2001). 또한 이렇게 생성된 용융물이 모여 우백질 화강암을 형성했을 것이다. 일반적인 자연 산출 운모 편암에 대한 용융 실험에서도 대부분 용융체가 우백질 화강암과 동일한 주원소 성분으로 산출되기 때문에 이것의 가능성을 높게 해준다(e.g., Castro *et al.*, 1999, 2000; Patiño Douce and Harris, 1998; Spicer

et al., 2004). 더불어 우백질 화강암이 주변 변성퇴적암과 조화적으로 산출한다는 것과 우백질 화강암의 주원소 분석결과가 과알루미늄질 S-type 화강암에 속한다는 것도 이러한 증거를 뒷받침 해준다.

미량원소 분석결과에서, Rb/Sr의 비율은 백운모의 탈수용융작용의 판별자로 이용된다(Harris and Inger, 1992; Harris *et al.*, 1995). 연구지역의 우백질 화강암의 Rb/Sr의 비율은 1.8-22.9로 Sr/Ba 비율(0.21-0.79)에 비해 상대적으로 크다(Table 3). 이러한 비율의 특성은 기상이 H₂O가 없는 환경에서 운모류의 붕괴와 관련이 깊다(Harris and Inger, 1992). 따라서 앞에서 제시한 백운모 붕괴반응(반응식 1)과 흑운모 붕괴 반응식에 의해 발생한 유체가 우백대 내지 우백질 화강암을 형성했을 가능성을 더욱 높여준다.

Table 4. Resultant value of models and mineral data in melanosome from migmatite (Bea *et al.*, 1994) used for modeling.

REE (ppm)	P19-1 ¹	Model ²			Minerals							
		1	2	3	Kfs	Pl	Bt	Crd	Grt	Mnz	Zrn	Ap
La	45.05	32.42	11.89	1.63	1.68	6.54	0.31	0.14	0.16	102,009	2.58	644
Ce	94.94	79.15	28.47	3.12	2.97	13.2	0.52	0.36	0.30	252,001	7.75	1418
Pr	10.47	10.12	3.56	0.29	0.24	1.20	0.07	0.05	0.04	32,606	0.97	178
Nd	38.66	39.22	13.57	0.75	0.54	3.04	0.29	0.13	0.13	127,436	5.10	773
Sm	7.22	8.91	3.04	0.10	0.10	0.30	0.05	0.03	0.15	29,125	1.40	229
Eu	0.91	0.94	0.85	0.81	1.15	2.87	0.07	0.01	0.02	438	0.32	17
Gd	5.79	6.39	2.24	0.16	0.10	0.42	0.03	0.08	1.61	20,504	1.93	256
Tb	0.80	0.63	0.24	0.05	0.02	0.05	0.01	0.03	0.96	1,886	0.50	41
Dy	4.50	3.00	1.44	0.66	0.12	0.22	0.04	0.19	18.50	7,535	5.43	266
Ho	0.80	0.51	0.33	0.25	0.02	0.04	0.01	0.01	7.56	826	2.24	56
Er	1.99	1.77	1.36	1.16	0.06	0.09	0.02	0.18	36.70	1,867	9.93	151
Tm	0.25	0.28	0.25	0.23	0.01	0.01	0.00	0.03	7.38	154	2.82	22
Yb	1.44	2.07	1.89	1.79	0.04	0.07	0.02	0.2	58.10	774	27.80	127
Lu	0.20	0.30	0.28	0.27	0.006	0.01	0.00	0.07	8.69	80	9.24	19
Mineral vol.% of P19-1 Total ~98 vol.% ³					30	15	40	10	3			

¹Garnet-cordierite metasedimentary rock²Models by using modal percentage with sum (model 1, 0.009; model 2, 0.003; model 3, 0.000 vol.%) of monazite, zircon and apatite as same ratio.**Table 5. Resultant value of models and mineral data in rhyolite (Nash and Crecraft, 1985) used for modeling.**

REE (ppm)	Models ²			Kfs	Pl	bt	Qtz
	1	2	3				
La	37.51	16.97	6.70	2.30	9.00	459.00	0.90
Ce	86.72	36.03	10.68	2.10	15.90	770.00	0.76
Nd	41.50	15.85	3.03	0.90	5.40	187.00	0.52
Sm	9.20	3.32	0.38	0.11	0.74	23.05	0.06
Eu	0.62	0.53	0.48	1.21	1.45	1.67	0.02
Tb	0.69	0.27	0.07	0.10	0.07	2.71	0.01
Dy	3.57	1.45	0.48	0.20	0.50	16.40	0.06
Yb	3.41	1.48	0.81	0.11	0.42	12.72	0.05
Lu	0.50	0.22	0.12	0.01	0.07	2.00	0.01
Mineral vol.% of CP02 Total ~99 vol.% ¹				21	14	1	41

¹Leucogranite (CP02 in table 2) including garnet (5 vol.%), Sillimanite (5 vol.%), muscovite (8 vol.%), tourmaline (4 vol.%)²Models by using modal percentage with sum (model 1, 0.009; model 2, 0.003; model 3, 0.000 (3) vol.%) of monazite, zircon and apatite as same ratio and garnet (model 1, 0.5; model 2, 0.3; model 3, 0.1 vol.%). REE value of monazite, zircon, apatite and garnet follow that of table 4.

Fig. 8은 우백질 화강암 및 우백질부의 CIPW norm 비율을 이용한 Qtz-Ab-Or 삼각다이어그램이다. 여기에는 규선석대와 석류석대의 공용선과 일치하는 Holtz *et al.*(1992)의 5 kbar, X(H₂O)=1.0 반응선을 함께 기입했다. 우백질 화강암은 어떤 규칙성을 보여주지는 않는다. 이는 용융체 형성동안 H₂O의 활동도에

따른 변화(Ebadi and Johannes, 1991; Holtz *et al.*, 2001; Spicer *et al.*, 2004; Fig. 3)로 이러한 현상이 일어날 수 있다는 인근 영남 육괴의 우백질 화강암에 대한 결론(Kim and Cho, 2003)과 관계있는 것으로 추정된다. 일부 우백질 화강암은 규선석대에 분포하고 있기 때문에 상대적으로 낮은 압력 조건에서 생성되었을

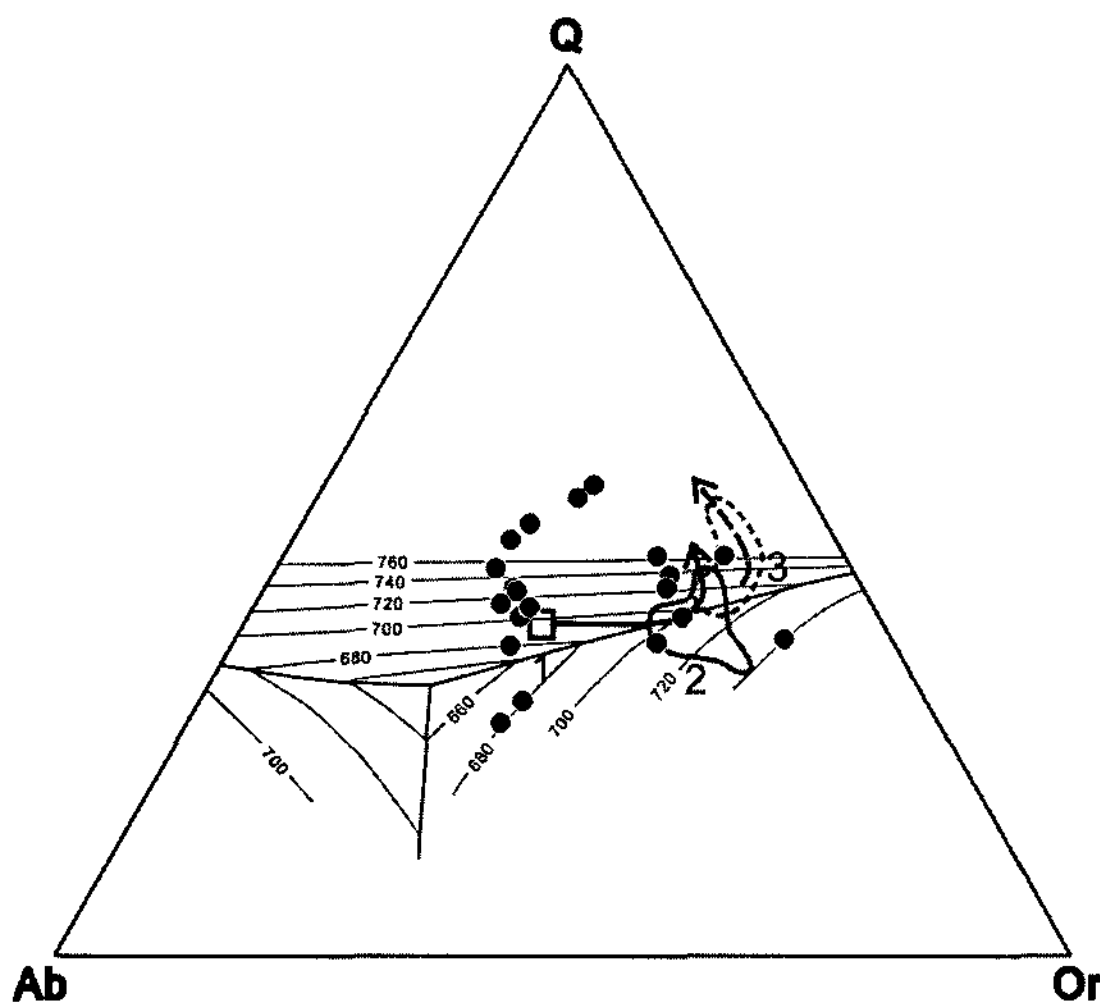


Fig. 8. CIPW normative Qtz-Or-Ab composition of leucogranites represents the glass compositions obtained by melting biotite schist (1, 2; gray field and solid arrow) and two-mica (3; dashed field and arrow) pelites at 750-1000°C, 3 kbar (Spicer *et al.*, 2004). Arrows represent compositional change of melts with increasing temperature. Liquidus phase relations in the system Qtz-Ab-Or-H₂O at 5 kbar and X(H₂O) = 1.0 are taken from Holtz *et al.* (1992)

가능성이 있다. Spicer *et al.* (2004)는 3 kbar에서 니질 편암류(흑운모 편암 및 복운모 편암)의 용융 실험을 수행하였다. 이에 따르면 비록 초기 물질의 광물 조합에 따라 약간의 차이는 있을지라도, 흑운모 편암의 경우 온도가 증가할 수록 Ab에서 Or을 거쳐 Qtz로 향하는 경향성을 보여준다(Fig. 8). 따라서 삼척 지역 일부 우백질 화강암들도 이러한 경로 상에 놓여 3 kbar에서 무수 용융체의 정치환경을 반영한다. 1 kbar 및 2 kbar에 해당하는 공융점들은 Spicer *et al.* (2004)의 흑운모 편암의 최초 용융체 성분(Fig. 8의 1번 사각형)의 위치와 큰 차이가 없다(Ebadi and Johannes, 1991; Holtz *et al.*, 2001). 따라서 정치압력은 최대 5 kbar 정도일 것으로 판단되며, 이는 이 지역의 변성압력조건과 일치한다(Fig. 3).

주원소 분석을 이용한 생성환경 추정은 우백질 화강암이 충돌대 또는 후기 조산운동과 관련된 것으로 나타난다(Batchelor and Bowden, 1985; Fig. 5a). 미량원소를 이용한 생성환경추정 역시 충돌대 또는 화산호(volcanic arc) 환경을 지시한다(Pearce *et al.*, 1984; Fig. 9). 결론적으로, 이 지역 암석들의 야외 산출상태, 변성퇴적암의 변성반응 및 변성온도-압력 조건 그리고 각 암석의 지구화학적 특성을 고려하면 삼척지역의 영

남육괴에 분포하는 우백질 화강암은 대륙 충돌 환경에서 주변 퇴적암이 저압/고온의 변성작용을 받는 동안 발생한 백운모의 탈수 용융작용의 산물이라고 할 수 있다.

우백질 화강암에서 REE 패턴과 부분용융작용

변성퇴적암의 부분용융으로 발생한 전형적인 상부지각 화강암류는 콘드라이트 값보다 상대적으로 높은 LREE 값을 갖는다(e.g., Taylor & McLennan, 1985). 이러한 특성은 삼척지역의 전반적인 우백질부 및 우백질 화강암에서도 나타난다(Fig. 7). 하지만 콘드라이트로 표준화한 REE 패턴에서 우백질 화강암이 변성퇴적암류에 비해 약간 낮거나 비슷한 HREE 값을 갖는 반면에 LREE는 전반적으로 낮은 값을 갖는다. 특히 Type I의 우백질 화강암보다 Type II의 우백질 화강암이 상당히 낮은 LREE 패턴을 보여준다(Fig. 7). 이러한 현상은 주변의 변성퇴적암류가 백운모의 탈수용융작용으로 인해 발생한 용융체라면 흑운모의 포유물로 존재하는 저어콘과 모나자이트 같은 부수광물들이 용융체와 반응을 하지 않기 때문에 발생된다. 따라서 이는 백운모의 탈수 용융작용이 발생한 변성퇴적암류가 우백질 마그마를 형성할 경우에 일반적인 현상이다(Le Fort *et al.*, 1987; Nabelek and Glascock, 1995; Gary and Brown, 2001). 특히 모나자이트는 LREE와 Th를 많이 함유하고 있는 대표적인 광물로 용융체의 이러한 원소들을 조절하는데 많은 영향을 미친다(e.g., Nabelek and Glascock, 1995). 연구지역의 변성퇴적암류 역시 이러한 부수광물들이 대부분 흑운모의 포유물로 산출한다(Fig. 2b). 만일 다량의 흑운모가 반응을 하여 흑운모에 포유물로 존재하는 모나자이트가 용융체와 평형상태를 이루었다면, 우백질 화강암류에 Th와 LREE 값이 상당히 높았을 것이다. 하지만 우백질부와 CP-10번 시료를 제외한 우백질 화강암은 이러한 원소들의 값이 변성퇴적암류에 비해서 매우 낮다(Fig. 6, 7; Table 3). 따라서 이는 흑운모가 반응하여 발생한 용융체가 우백질 화강암에는 많은 영향을 주지 못하였다는 것을 의미한다.

이러한 것들은 간단한 모델링으로도 확인이 가능하다. 미그마타이트의 우흑질부(Bea *et al.*, 1994; Table 4) 및 유문암(Nash and Crecraft, 1985; Table 5)의 광물에 대한 REE 분석치를 연구지역의 석류석대 변성퇴적암(P19-1; Table 4)과 우백질화강암(CP02; Table 3) 시료에 적용하여 REE 패턴을 예측해 보았다. P19-1 시료는 석영을 약 12% 정도 포함하고 있으나 이를 적용할 만한 Nash and Crecraft(1985)의 석영 데이터에 일부 원소값이 빠져 있기 때문에 이와 비교적 데이터가

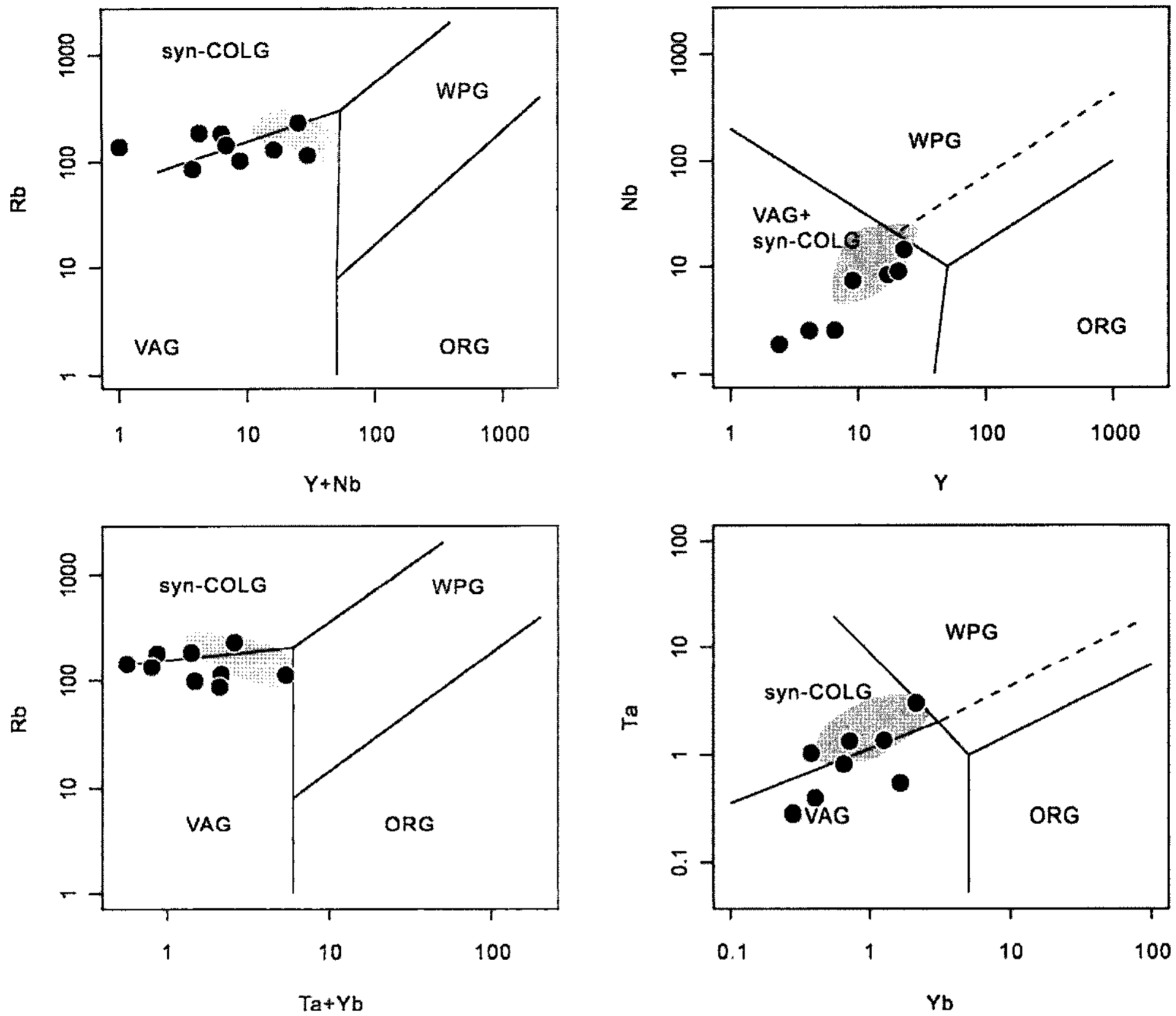


Fig. 9. Tectonic discrimination diagram of leucogranite (black circles) and biotite granite gneiss (gray field) based on (a) Rb vs. Y+Nb, (b) Nb vs. Y, (c) Rb vs. Ta+Yb and (d) Ta vs. Yb. Tectonic abbreviations : syn-collisional granite (syn-COLG), volcanic arc granite (VAG), within plate granite (WPG) and oceanic ridge granite (ORG).

유사할 것으로 추정되는 K-장석에 합하여 계산하였다 (Table 4). 또한 CP02번 시료에서 백운모, 규선석, 전기석에 대한 데이터가 없기 때문에 이를 배제하고 계산하였다 (Table 5). Model 1, 2, 3은 P19번 시료의 광물 함량비에 미그마타이트 우흑질부의 각 광물의 REE 함량을 대입하여 계산한 것이다 (Table 4). Model 1, 2는 P19번 시료의 광물 조합에 추가적으로 모든 부수광물 (모나자이트, 저어콘, 인회석)이 각각 0.003과 0.001 vol.%만큼 포함되어 있다고 가정한 것이다. Model 3은 모든 부수광물이 없다고 가정한 시료이다 (Table 4). Model 1은 콘드라이트로 표준화한 REE 패턴이 P19-1번 시료와 유사하게 나타남을 알 수 있다 (Fig. 10a). 또한 모든 부수광물이 없다고 가정한 Model 3은 Type II의 우백질 화강암과 유사한 LREE 패턴을 보여주는 하지만 HREE 함량은 Model 1과 크게 차이가 나지 않는다 (Fig. 10a).

Model 4과 5는 CP02번 시료 (Table 2)의 광물 조합에 추가적으로 모든 부수광물 (모나자이트, 저어콘, 인회석)이 각각 0.003과 0.001 vol.%만큼 포함되어 있다고 가정한 것이다 (Table 5). Model 6은 모든 부수광물이 없다고 가정한 시료이다. 이와 더불어 Model 4, 5, 6은 석류석의 함량이 각각 0.5, 0.3, 0.1 vol.%만큼 들어있다고 가정하였다 (Table 5). 이 모델들에 이용한 부수광물과 석류석의 REE 함량은 Bea *et al.*, (1994)의 것을 이용했다. 콘드라이트로 표준화한 도표에서 Model 4가 변성퇴적암의 REE 영역으로부터 HREE가 약간 벗어나긴 하지만 전반적인 모든 모델들은 부수광물의 감소에 따라서 LREE가 감소하는 양상을 뚜렷히 보여준다 (Fig. 10b). 모든 모델에서 LREE 함량이 부수광물 중에서 모나자이트가 가장 크기 때문에 우백질 화강암과 변성퇴적암사이의 LREE 함량조절은 모나자이트가 조절하였다고 볼 수 있다. 석류석의 함량비를 조절한

Model 4, 5, 6은 석류석의 감소에 따라서 HREE의 뚜렷한 하강 추세가 나타난다(Fig. 10b). 따라서 Model 1-3과 Model 4-6을 비교하여보면 HREE 함량이 비교적 높은 저어콘(Table 4) 보다는 석류석이 HREE를 조절했을 것이다. 석류석의 영향은 석류석이 없는 우백질 화강암시료(CP26)가 낮은 HREE 함량을 갖기 때문에 모델링을 이용한 해석이 잘 맞는다고 할 수 있다(Fig. 7).

석류석이 없지만 높은 HREE 패턴을 갖는 CP10, CP11, CS26번 시료는 박편상에서 석류석을 관찰할 수 없었기 때문에 모델링의 해석만으로는 완전하지가 않다. 그러나 전반적인 우백질 화강암에서 석류석의 모드 함량비가 낮기 때문에 박편상에서 석류석을 관찰하지 못했을 지라도 잠재적인 존재의 가능성을 배제할 수는 없다. 특히 CP10과 CP11번 시료는 LREE 함량이 다른 우백질 화강암보다 비교적 높은 Type I에 속하기 때문에 부수광물의 영향도 다소 받았을 가능성도 배제할 수는 없다(Fig. 7a). 그러나 Type II에 속하는 S26은 총 23개의 박편을 제작하여 관찰한 결과, 어느 것에서도 석류석이 관찰되지 않았다. 그럼에도 불구하고 석류석이 들어 있는 어떤 시료보다도 높은 HREE 값을 갖는다(Fig. 7b). 이 시료는 편광현미경에서 초록색내지 청색을 띠는 흑운모와 전기석이 함께 관찰된다. 이러한 양상에 대한 가능성은 (i) 전기석 또는 근칭석의 분배계수의 영향 (ii) 흑운모의 포유물로 존재하는 부수광물들의 영향으로 압축할 수 있다. (i)의 경우, 전기석은 분배계수에 대한 연구가 아직 없기 때문에 확인이 불가능하다. 비록 현미경에서 관찰되지는 않았지만 HREE의 Kd 값이 큰 인회석이나 저어콘 같은 부수광물의 영향을 고려할 수 밖에 없다.

결론적으로 연구지역내 우백질 화강암의 LREE함량은 부수광물(특히 모나자이트)의 영향을 크게 받고 HREE의 함량은 석류석과 부수광물의 영향을 받았다는 것을 알 수 있다. 상술 하였듯이 부수광물들은 변성퇴적암내의 흑운모의 포유물로 존재하기 때문에 Type II의 우백질 화강암은 흑운모의 붕괴작용에 의해 발생된 용융체의 영향을 거의 받지 못한 것으로 단정 지을 수 있다. 하지만 일부 Type I의 시료(CP10)들은 상대적으로 높은 LREE 함량을 가지므로 흑운모의 붕괴로 인하여 일부 모나자이트가 용융체와 평형을 이루었음을 지시한다.

우백질 화강암에서 Eu 이상치와 분화

연구지역의 우백질 화강암은 전반적으로 변성퇴적암보다 낮은 Eu 이상치를 갖는다(Fig. 7). 비록 동일한 광

물 조합을 갖는 모델이긴 하지만 Model 1과 3은 각각 연구지역의 변성퇴적암류와 우백질화강암의 REE 값과 유사하게 산출된다. 하지만 두 모델 모두 비슷한 Eu 함량치를 갖는다(Fig. 10a). 마찬가지로 우백질 화강암의 광물 구성비를 이용한 Model 4, 6도 각각 변성퇴적암과 우백질 화강암과 비슷한 Eu 함량치를 갖는다(Fig. 10b). 따라서 연구지역의 우백질 화강암의 Eu 함량은 상술한 모델링에서 전혀 반영되지 않는다.

연구지역에서 변성퇴적암과 우백질 화강암의 이러한 Eu 함량 차이는 각 암석에 분포하는 사장석의 함량비에 기인하는 것으로 보인다. 비록 우백질 화강암에서 사장석을 많이 분석하지는 못하였지만 우백질 화강암의 사장석 성분은 Ab(0.92-0.88)으로 조장석에 성분이 높은 반면에 변성퇴적암류의 장석은 대부분 Ab(0.6-0.72)로 안데신에 속한다. 이러한 장석 함량의 차이가 우백질 화강암의 Eu 함량에 영향을 주는지는 상술한 모델링에서 확인이 가능하다. Model 1(Fig. 10a)은 미그마타이트의 장석 성분(Bea *et al.*, 1994)를 이용하여 산출한 것이고, Model 6(Fig. 10b)은 유문암의 장석 성분(Nash and Crecraft, 1985)을 이용한 것이다. Model 1과 6을 비교해 보면, 콘드라이트로 표준화한 도표에서 두 모델 사이의 Eu 함량비는 Model 1에 비해 6이 낮은 것을 확인 할 수 있다(Fig. 10). 이러한 현상은 두 모델 사이의 장석의 모드비가 달라서 발생하는 것이라고 생각 할 수도 있다. 그러나 Model 6에 이용한 장석류의 모드비(Table 5)를 미그마타이트의 장석류의 함량(Table 4)으로 계산해보면, 이것의 Eu 값은 0.81 ppm로 높아져 Model 1-3(0.94-0.81 ppm Eu)과 비슷해지기 때문에 장석류의 모드비를 변화와는 관계가 없다. 결론적으로 연구지역의 변성퇴적암과 우백질 화강암의 Eu 함량 차이는 장석의 성분차이에 기인한 것이다. 이러한 장석의 성분차이는 반응식 (1)에 의해서 부분 용융이 발생할 때 사장석의 성분 중에서 Na 성분이 우선적으로 녹으면서 발생한 것으로 보인다. 이로 인하여 장석의 Ca를 잘 치환하는 Eu는 변성퇴적암에 남아 높은 Eu 함량치를 구성하였고, 전암 및 사장석에서 상대적으로 낮은 CaO 함량치를 갖는 우백질 화강암은 낮은 Eu 함량치를 갖는다.

이러한 내용을 확인하기 위해 FC modeler(Keskin, 2002)에서 Nash and crecraft(1985) 및 Bea(1994)의 사장석, K-장석, 흑운모 그리고 석류석의 분배계수(partition coefficient; Kd)를 이용하여 산출되는 벡터방향과 우백질 화강암의 Eu, Sr, Ba 및 Rb 함량을 비교해 보았다(Fig. 11). 이 다이어그램에는 본 연구에서 이용된 시료뿐만 아니라 같은 지역 우백질 화강암에서 분석된 시

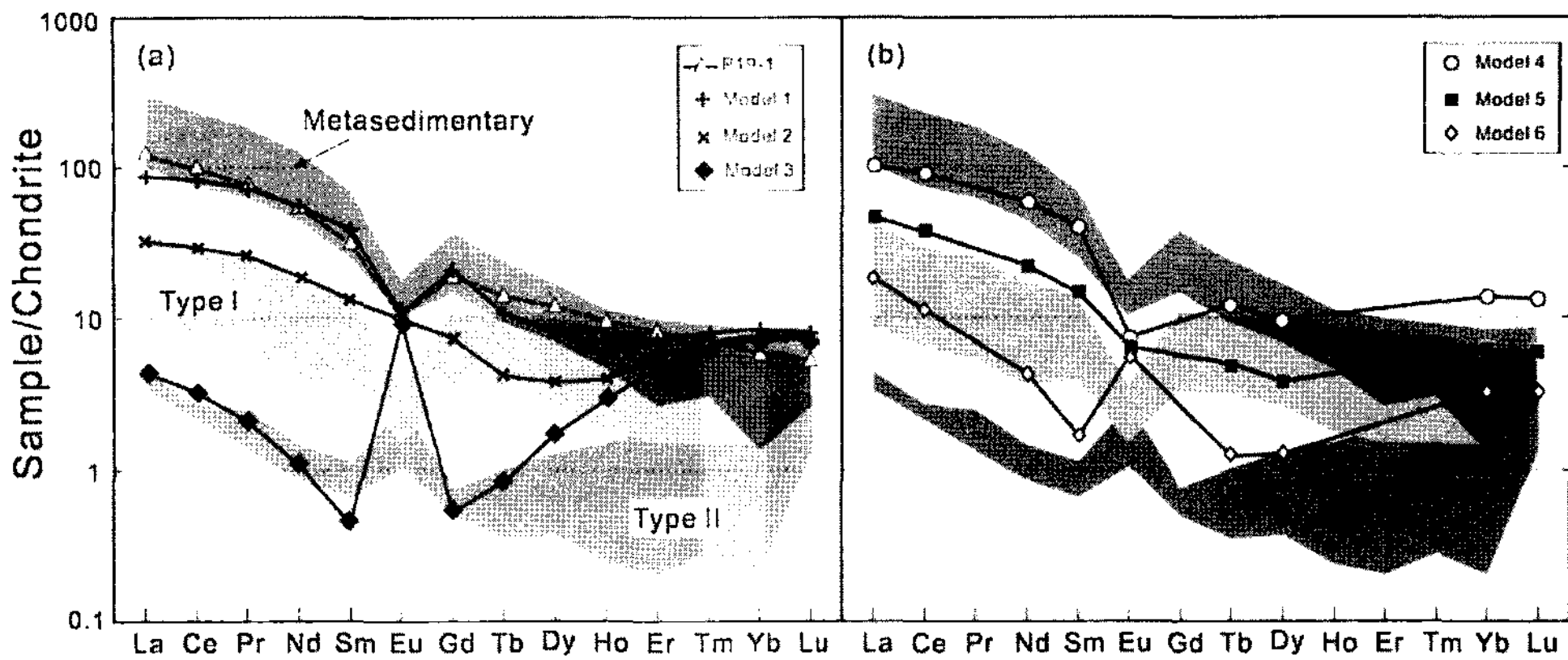


Fig. 10. Chondrite-normalized REE pattern (Taylor and McLennan, 1985) of component mixture models. (a) Mineral modal property in migmatite (P19-1) from study area and REE concentrations in melanosome from Bea *et al.* (1994). (b) Leucogranite (CP02) and rhyolite from Nash and Crecraft (1994). Data are listed Table 7.

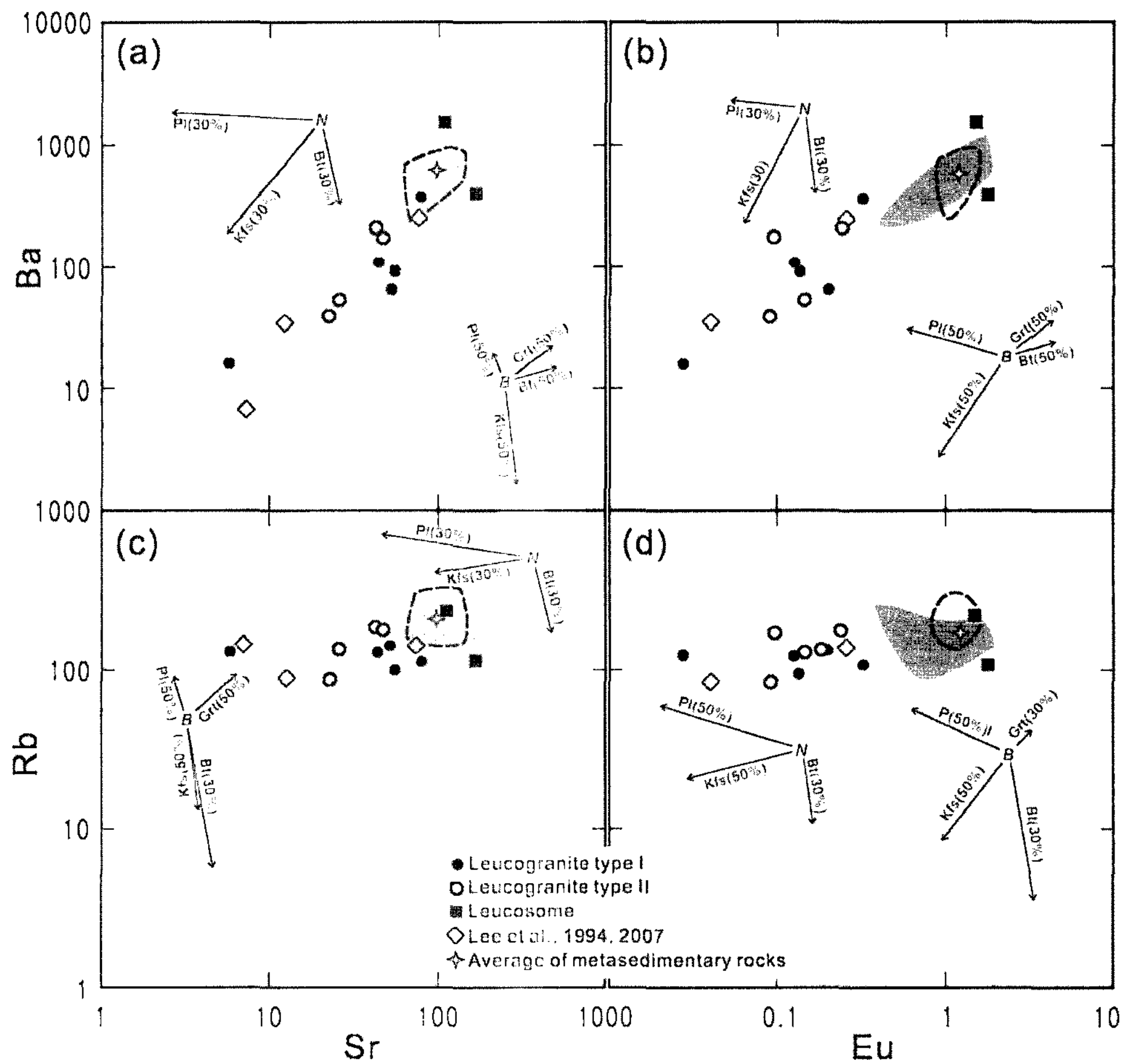


Fig. 11. (a) Ba vs. Sr, (b) Ba vs. Eu, (c) Rb vs. Sr and (d) Rb vs. Eu variations with vector lines according to partition coefficients of plagioclase, K-feldspar, biotite and garnet in rhyolite (Nash and crecraft, 1985; N) and leucosome (Bea *et al.*, 1994; B). Gray area is biotite granitic gneiss. Dashed area is metasedimentary rocks.

료(Lee, *et al.*, 1994; 이승구 외, 2007) 일부를 추가하였다. 이에 따르면 분배계수의 출처와 관계없이 Eu의 분화는 사장석과 정장석 모두와 관련이 깊은 것으로 나타난다(Fig. 11b, d). Eu의 분화과정이 정확하게 사장석에만 집중되지 않는 이유는 고변성암(Bea *et al.*, 1994) 및 화성암(Nash and Crecraft, 1985)에서 산출하는 K-장석도 높은 Eu 이상치를 갖기 때문이다.

K-장석이 우백질 마그마의 분화과정과 관련이 있다는 것은 주원소 분석의 경향성(Na_2O , K_2O)에서도 잘 나타난다(Fig. 4c, f). K와 관련이 깊은 원소인 Rb, Sr, Ba는 뚜렷하게 유문암의 K-장석의 분화와 연관성을 보여주는 반면 우백질부의 장석 분화와는 어떠한 연관성도 보여주지 않는다(Fig. 11a, c). 따라서 우백질 화강암을 형성한 마그마가 변성퇴적암류로부터 용출되었긴 하지만 용융체 분리 이후에 유문암질 마그마로 거동하였고 마그마 내부에서 분화 과정이 발생했다고 보는 것이 타당하다.

결론적으로 우백질 마그마의 형성은 백운모의 탈수 용융과 일부 사장석의 반응으로 형성된 용융체들이 장석류의 분화과정을 겪은 것이다. 이러한 결론은 동일 지역에서 우백질 화강암에 대한 희토류 원소에 대한 테트라드 효과가 분화작용으로 형성되었다는 결론(이승구 외, 2007)과 일치한다.

우백질부 시료

우백질부 시료(S11-3, S17L)는 연구지역에서 규선석대에 분포한다. 그러므로 이 우백대가 변성퇴적암류로부터 완벽하게 분리된 상태라면 상술한 모델링의 결과에 따라 변성퇴적암보다 REE 함량이 낮을 것이다. 그러나 이 두 시료는 미량원소와 희토류원소의 함량이 변성퇴적암류와 비슷하다(Fig. 7b). 주원소 분석을 수행한 S11-3번 시료는 일부 원소함량이 변성퇴적암류와 비슷한 경우도 있다(Fig. 4). 또한 Rb-Ba-Sr-Eu 함량치가 장석의 분화벡터선에 놓이긴 하지만 대부분 변성퇴적암의 농도와 비슷하여 분화가 진행되지 않은 것으로 판단할 수도 있다(Fig. 11). 실제로 분석시료 제작시 워낙 우백질부의 폭(5 cm)이 좁기 때문에 일부 회색질부나 우흑질부의 광물이 섞였을 가능성이 높다(Fig. 2a 참조). 그리고 CS11-3 시료에는 주변 변성퇴적암의 광물 조합과 유사한 갈색의 흑운모, 전기석(드라바이트) 및 근청석이 다수 포함되어 있다. 따라서 상술한 모델링과 연결을 시켜보면 우백질부 시료는 상당량의 부수광물(저어콘, 모나자이트)를 가지고 있을 것으로 추정된다. 이러한 부수광물들은 변성퇴적암에서 흑운모의 포유물(Fig. 2b)로 주로 존재하기 때문에 우백질부는

흑운모 붕괴로 인하여 발생한 유체가 형성한 것이라고 볼 수도 있다. 하지만 S11-3 시료의 채취 지역이 규선석대에 영역에 속하고, 주변 변성퇴적암류의 우백질부에서 뗏목구조(raft or schollen structure)에 의한 잔류물들이 빈번하게 관찰되기 때문에 우백질부가 높은 REE 함량을 갖는 이유는 잔류물의 영향일 확률이 높다.

우백질 화강암의 부분 용융도

우백질 화강암은 주변 변성퇴적암류의 부분용융 작용에 의해 형성되었다. 따라서 변성퇴적암류에서 어느 정도의 용융체가 형성되어 우백질 화강암을 형성하였는지 개략적인 판단을 위해 부분 용융도(degree of partial melting)를 산출해 보았다. 부분용융도(F)는 아래와 같은 간단한 질량평형식으로 산출할 수 있다(e.g., Fornelli *et al.*, 2002; Kawakami and Kobayashi, 2006).

$$C_0 = C_S(1-F) + C_L F \quad (6)$$

여기서 C_0 는 부분 용융 이전에 니질 편암류의 전암 원소 함량이고 C_S 는 잔류물, C_L 는 용융체의 전암 원소 함량이다. 따라서 C_L 은 우백대나 우백질 화강암, C_S 는 회색질부나 우흑질부, C_0 는 기원암(protolith)의 원소 함량을 대입하면 분화도(F)를 구할 수 있다. 각 대상 시료들의 모든 원소에 대한 분석값을 Janouek *et al.* (2003)의 GCDkit의 최소자승법(Albarede, 1995)을 활용하여 부분 용융도(F)를 계산했다.

미그마타이트 형성과정은 일반적으로 원암이 부분용융작용을 받아 회색질부, 우백질부로 분리되고 그 이후에 분리된 우백질부와 회색질부가 재반응을 하여 우흑질부를 형성하는 것으로 추정하고 있다(e.g., Kriegsman, 2001). 따라서 우백질부를 이용한 부분용융도 계산에는 약간의 잠재적인 오차가 존재한다. 그럼에도 불구하고 부분용융도 계산은 주로 미그마타이트의 회색질부와 우백질부를 많이 이용한다(e.g., Fornelli *et al.*, 2002; Kawakami and Kobayashi, 2006). 본 연구에서는 우백질부와 우흑질부 시료를 이용하여 부분용융도를 계산해 보려고 했다. 그러나 상술하였듯이 본 연구에서 분석한 우백질부 시료는 모암의 잔류물이 다량 포함되는 것으로 판단되기 때문에 부분용융도 계산에서 배제하였다.

본 연구에서 이용할 기원암은 연구지역의 시료 중에서는 선택하기 어렵다. 왜냐하면 연구지역 대부분의 시료가 백운모의 부분용융 반응(반응식 1) 이상의 변성작용을 받아 이미 일부 성분이 부분용융체로 변화하였다고 판단되기 때문이다. 따라서 본 연구에서는 시생대 퇴적암의 평균 원소값(Taylor and McLennan, 1985)

Table 6. Summary of F values estimated by Equation (6).

Protolith (C ₀)	Residue (C _s)	Leucogranite (C ₁)	Calculated F (vol.%) ¹
Archean pelite ²	Average metasedimentary rocks	Average Leucogranite	< 0
Average metasedimentary rocks	S07-1 (SiO ₂ = 66.86) ³ (mesoclatic metatexite)	S07-2	9
Average metasedimentary rocks	S36-2 (SiO ₂ = 45.68) ³ (melanoclatic diatexite)	Average Leucogranite	32

¹Calculated by unconstrained least-squared method

²Taylor and McLennan (1985)

³See Table 2 and 3.

은 기원암 성분(C₀)이라 가정하고 잔류물과 용융체 성분은 각각 변성퇴적암과 우백질화강암의 평균값(Table 2, 3)으로 하여 분화도를 측정하여 보았다(Table 6). 그 결과 판단된 값은 음의 값으로 나왔는데, 이는 시생대 퇴적암이 원암으로서 부적절하거나, 평균 변성퇴적암이 잔류물로는 부적절하다는 것을 의미한다(e.g., Kawakami and Kobayashi, 2006).

일반적으로 미그마타이트에서 회색질부는 비교적 원암의 화학적 조합과 가까운 것으로 추정한다(Kriegsman, 2001). 또한 이것은 변성퇴적암류의 거의 중간값에 가까운 것으로 보기 때문에 변성퇴적암류의 평균값을 원암으로 추정하여 추가적인 계산을 해 보았다. 두 번째 계산은 용융체를 우백질 화강암체(S07-2), 잔류물을 이와 접하고 있는 시료(S07-1)로 하였다(Table 4, 5). 이에 의하면 약 9%의 용융체의 산출율이 계산된다(Table 6). 이는 백운모와 흑운모가 각각 15 vol.% 정도 포함되어 있는 암석이 650°C, 4 Kbar 정도의 환경과 만날 경우에 산출되는 용융체의 양과 비슷하다(Spear *et al.*, 1999). 이러한 온도 압력 조건은 본 연구에 이용한 암석 성인격자에서 백운모 붕괴곡선(반응식 1)보다 낮은 온도에 해당한다(Fig. 3).

세 번째 실험은 변성퇴적암의 평균값을 원암으로 하고 잔류물은 규장질의 성분이 가장 많이 빠져나갔을 것으로 추정되는 염기성 시료(S36-2)로 추정했다. 그리고 용융체는 우백질화강암의 평균값으로 했다(Table 4, 5). 이에 의하면 부분용융도는 32%이다(Table 6). 이는 백운모와 흑운모가 각각 15 vol.%정도 포함되어 있는 암석이 4 kbar, 740°C의 변성작용을 받으면 산출되는 용융체의 양에 해당한다(Spear *et al.*, 1999). 이는 연구 지역에 이용된 암석성인격자에서 흑운모 붕괴 반응선(반응 3)을 넘는 온도-압력 조건이다(Fig. 3).

원암의 원소 함량과 구성 광물비를 모르는 상태에서 단순히 변성퇴적암류의 평균값을 원암이라 가정하고 부분용융도를 산출하는 것은 문제의 소지가 있다. 하지만 일반적인 편암에서 백운모와 흑운모의 함량비가 30% 정도라는 점을 감안(Spear *et al.*, 1999)하면 참고

용 데이터로는 충분히 활용이 가능하다고 생각한다. 정확한 부분용융도 분석을 위해서 추가적인 연구를 수행 중이다.

결 론

삼척 원덕읍에 분포하는 영남육괴 변성퇴적암류는 광물 조합에 따라 크게 석류석대와 규선석대로 나눌 수 있다. 암석 성인격자를 이용하여 판단한 석류석대의 최대 온도-압력조건은 4.8~5.8 kbar, 740~800°C이며 규선석대의 변성 조건은 2.5-4.5 kbar, 640-760°C이다. 이러한 변성 온도-압력 조건은 모두 백운모 탈수 용융 반응선 이상이기 때문에 우백질 화강암은 이러한 반응으로 발생한 용융체로부터 기원했을 것이다. 미량원소 분석결과에서, 우백질 화강암의 Rb/Sr의 비율(1.8-22.9)은 Sr/Ba 비율(0.21-0.79)에 비해 상대적으로 크기 때문에 백운모의 탈수 용융작용으로 우백질 마그마가 형성되었을 가능성을 높여준다. A/CNK값과 DF값은 우백질화강암이 S-type 화강암에 속한다는 것을 지시한다. 또한 주원소 분석값과 미량원소 분석값은 우백질 화강암이 충돌대 또는 후기 조산운동과 관련있음을 지시한다. 따라서 변성퇴적암류에서 판단된 온도-압력 조건과 우백질 화강암의 지구화학적 특성을 고려하면 삼척지역의 영남육괴에 분포하는 우백질 화강암은 대륙 충돌 환경에서 주변 퇴적암이 저압/고온의 변성작용을 받는 동안 발생한 백운모의 탈수 용융작용의 산물이라고 할 수 있다.

우백질 화강암의 희토류 원소는 양의 Eu 이상치를 갖는 것(type I)과 음의 이상치를 갖는 것(type II)로 나눌 수 있다. 일부 변성퇴적암 및 우백질화강암 시료의 광물 함량비율과 기존 연구의 유문암 및 미그마타이트에 들어 있는 광물의 REE 함량을 이용한 모델링을 수행한 바에 의하면 우백질 화강암의 LREE 조절자는 모나자이트이고 HREE 조절자는 석류석으로 판단된다. 물론 일부 우백질 화강암은 저어콘이 HREE 함량을 조절했을 가능성이 있다. 변성퇴적암에서 부수광물들은 주

로 흑운모의 포유물로 확인되고 우백질 화강암은 변성 퇴적암류에 비해 상대적으로 낮은 REE 함량을 갖기 때문에 변성퇴적암으로부터 형성된 우백질 마그마는 주로 백운모의 붕괴 작용으로 형성되었다. 또한 우백질 화강암은 변성퇴적암류에 비해 낮은 Eu 함량을 갖으며 우백질 화강암의 타입(type I and II)과 관계 없이 비슷한 Eu 함량을 갖는다. 이는 REE 모델링에서 장석의 성분과 관련이 깊은 것으로 나타났다. 또한 Eu, Rb, Sr, Ba 원소 함량과 광물별 분배계수의 비교에서 장석류의 영향으로 판단된다. 이러한 결과는 우백질 화강암의 K₂O와 Na₂O가 다른 주원소 분석 결과에 비해 넓은 분포 영역을 갖는 특성과 일치하며 우백질 화강암에서 장석류의 분화과정이 발생했음을 지시한다.

비록 추가적인 연구가 필요하긴 하지만, 변성퇴적암과 우백질화강암의 원소 분석치를 이용한 부분용융도 판단에서는 최대 32%의 용융체가 생성되었을 것으로 추정되며 이는 평균적인 이질편암류에서 흑운모의 붕괴로 인한 용융체 형성을 지시한다.

결론적으로 본 연구지역에 분포하는 우백질 화강암은 대륙충돌 환경에서 변성퇴적암류가 고온변성작용을 받아 발생된 부분용융체가 이후 분화과정을 겪어 산출된 것으로 판단된다.

사 사

이 연구는 2006년도 충북대학교 학술연구지원사업의 연구비 지원으로 수행되었다. 건설적인 비평을 해주신 익명의 심사자 분들께 감사드립니다.

참고문헌

- 김용준, 이대성, 1983, 석포-덕구간에 분포하는 소위 홍제사화강암의 지질연대와 생성과정에 대한 연구. 광산지질, 16, 163-221.
- 김용준, 주승환, 조등룡, 1984, 삼척지역에 분포하는 우백질 화강암류의 Rb-Sr 연령에 관한 연구. 광산지질, 17, 231-236.
- 김정찬, 고희재, 이승렬, 이창범, 최성자, 박기화, 2001, 한국 지질도(1:250,000), 강릉-속초도폭 및 설명서. 한국지질자원연구원, 67p.
- 박계현, 정창식, 이광식, 장호완, 1993, 태백산지역의 고기 화강암 및 화강편마암류에 대한 납 동위원소 연구. 지질학회지, 29, 387-395.
- 원종관, 박병권, 이상현, 1994, 한국지질도(1:50,000), 삼척-고사리 도폭 및 설명서, 한국자원연구소, 21p.
- 윤석규, 1967, 한국지질도(1:50,000), 장성 도폭 및 설명서, 국립지질조사소, 18p.
- 이승구, 김건한, 송용선, 김남훈, 박계현, 2007, 강원도 임원지역 우백질 화강편마암에 나타난 희토류원소 테트라드 효과의 지구화학적 의미. 암석학회지, 16, 27-37.
- 이종혁, 김용준, 최병열, 1993, 한국지질도(1:50,000), 죽변-임원진 도폭 및 설명서, 한국자원연구소, 20p.
- 정원석, 정상원, 나기창, 2006, 삼척지역 이천화강편마암의 암석화학과 지질구조. 암석학회지, 15, 25-38.
- 정창식, 이희권, 장병욱, 김정민, 이석훈, 임창복, 이종대, 김연중, 2001, 경북 울진 지역 단층대 단층암에 대한 연대 측정. 지질학회지, 37, 275-392.
- 주승환, 김성재, 1985, Rb-Sr 법에 의한 영남육괴 연대 측정 연구(1): 평해, 분천, 김천 화강편마암류 및 화강암류. 동력자원연구소 보고서, 130p.
- Albarede, F., 1995, Introduction to Geochemical Modeling. Cambridge University Press, Cambridge, p. 1-543.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48, 43-55.
- Bea, F., Pereira, M.D. and Stroh, A., 1994, Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). Chemical Geology, 117, 291-312.
- Berman, R.G., 1991, Thermobarometry using multiequilibrium calculation: a new technique with petrologic applications. Canadian Mineralogist, 29, 833-556.
- Brown, M., 1994, Crustal anatexis and ascent of felsic magmas. Lithos, 32, 109-168.
- Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretgé, L.G., De la Rosa, J.D., El-Biad, M. and El-Hmidi, H., 1999, Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain. An experimental test of granite petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135, 255-276.
- Castro, A., Corretgé, L.G., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernández, C. and Patiño Douce, A.E., 2000, Experimental Constraints on Hercynian Anatexis in the Iberian Massif, Spain. Journal of Petrology, 41, 1471-1488.
- Chang, H.W., Turek, A. and Kim, C.B., 2003, U-Pb zircon geochronology and Sm-Nd-Pb isotopic constraint for Precambrian plutonic rocks in the northeastern part of Ryeongnam massif, Korea. Geochemical Journal, 37, 471-491.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, 183-210.
- Ebadi, A. and Johannes, W., 1991, Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂. Contributions to Mineralogy and Petrology, 106, 286-295.
- Fornelli A., Piccarreta, G., Del Moro, A. and Acquafredda, A., 2002, Multi-stage melting in the lower crust of the Serre (southern Italy). Journal of petrology, 43, 2191-2217.
- Gary S.S. and Brown, M., 2001, Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucog-

- ranite in plutons? *Journal of Petrology*, 42, 789-823.
- Harris, N.B.W. and Inger, S., 1992, Trace element modeling of pelitic-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 46-56.
- Harris, N.B.W., Inger, S. and Massey, J., 1995, Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of geophysical Research*, 100, 15767-15777.
- Holdaway, M.J., 1971, Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams, *American Journal of Science*, 271, 97-131.
- Holland, T.J.B and Powell, R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic geology*, 16, 309-343.
- Holtz, F., Pichavant, M., Barbey, P. and Johannes, W., *et al.*, 1992, Effects of H₂O on liquidus phase relation in the haplogranite system at 2 and 5 kbar. *American Mineralogist*, 77, 1223-1241.
- Janouek, V., Farrow, C. M. and Erban, V., 2006, Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47, 1255-1259.
- Kawakami, T. and Kobayashi, T., 2006, Trace element composition and degree of partial melting of pelitic migmatites from the Aoyama area, Ryoke metamorphic belt, SW Japan: Implications for the source region of tourmaline leucogranites. *Gondwana Research*, 9, 176-188.
- Kertz, R., 1983, Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Keskin, M., 2002, FC-modeler: a Microsoft[®] Excel[®] spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computer & Geoscience*, 28, 919-928.
- Kim, J.M. and Cho, M.S., 2003, Low-pressure metamorphism and leucogranite magmatism, northeastern Yeongnam Massif, Korea: Implication for Paleoproterozoic crustal evolution. *Precam. Res.*, 122, 235-251.
- Kriegsman, L.M., 2001, Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, 56, 75-96.
- Lee, S.G., Masuda, A., and Kim, H.S., 1994, An early proterozoic leuco-granitic gneiss with the REE tetrad phenomenon. *Chemical Geology*, 59-67.
- Lee, S.G., Shin, S.C., Jin, M.S., Ogasawara, M. and Yang, M.K., 2005, Two Paleoproterozoic strongly peraluminous granitic plutons (Nonggeori and Naedeokri granites) at the northeastern part of Yeongnam massif, Korea: geochemical and isotopic constraints in east Asian crustal formation history. *Precam. Res.*, 139, 101-120.
- Lee, S.M., Kim, H.S., and Oh, I.S., 1986, Metamorphic petrology of Precambrian gneisses in Samcheok-Jukbyeon area. *J. Geol. Soc. Korea*, 22, 257-277.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Shepard, S.M.F., Upreti, B.N. and Vidal, P., 1987, Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134, 39-57.
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982, Principles of geochemistry. Fourth edition. John Wiley & Sons, 344p.
- Nash, W.P. and Crecraft, H.R., 1985, Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2309-2322.
- Nabelek, P.I. and Glascock, M.D., 1995. REE-depleted leucogranites, Black Hills, South Dakota: a consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schist. *Journal of Petrology*, 36, 1055-1071.
- Patiño Douce, A.F. and Harris, N., 1998, Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39, 689-710.
- Pattison, D.R.M. and Tracy, R.J., 1991, Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In *Contact metamorphism. Reviews in Mineralogy*. vol. 26 (ed. D.M. Kerrick), Mineralogical society of America, 105-206.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Richardson, S.W., Gilbert, M.C., and Bell, P.M., 1969, Experimental determination of the kyanite-andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. *American Journal of Science*, 267, 259-272.
- Salje, E., 1986, Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: The influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al₂SiO₅ polymorphs. *American Mineralogist*, 71, 1366-1371.
- Shaw, D.M., 1956, Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry. *Geological Society of America Bulletin*, 67, 919-934.
- Shaw, D.M., 1972. The origin of the Aspley Gneiss, Ontario. *Canadian Journal of Earth Science*, 9, 18-35.
- Spear, F.S. and Menard, T., 1989, Program GIBBS: A generalized Gibbs method algorithm. *American Mineralogist*, 74, 942-943.
- Spear, F.S., Kohn, M.J. and Cheney, J.T., 1999, P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to mineralogy and petrology*, 134, 17-32.
- Spicer, E.M., Stevens, G., Buick, I.S., 2004, The low-pressure partial-melting behaviour of natural boron-bearing metapelites from the Mt. Stafford area, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 160-179.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985, The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific, pp. 1-312.

2008년 2월 14일 접수

2008년 2월 18일 심사개시

2008년 3월 5일 채택