

옥천변성대 북서부 계명산층 내 변성화성암류의 지구화학 및 지구연대학적 연구와 그 지구조적 의의

박종길¹ · 김성원² · 오창환^{3,*} · 김형식¹

¹고려대학교 지구환경과학과, ²전북대학교 기초과학연구소, ³전북대학교 지구환경과학과

Geochemical and Geochronological Studies on Metaigneous Rocks in the Gyemyeongsan Formation, Northwestern Okcheon Metamorphic Belt and their Tectonic Implication

Jong Gil Park¹, Sung Won Kim², Chang Whan Oh^{3,*} and Hyung Shik Kim¹

¹Department of Earth and Environmental Sciences, Korea University, Seoul 136-701, Korea

²Basic Science Research Institute, Chonbuk National University, Jeonju 561-756, Korea

³Department of Earth and Environmental Sciences, Chonbuk National University, Jeonju 561-756, Korea

요약: 옥천변성대의 북서부 충주지역에 분포하는 계명산층 내 변성화성암은 기존에 보고된 동일 인근 지역 내 문주리층의 변성화성암에 비해 주성분 원소, 미량 원소 및 희토류 원소들이 넓은 성분범위를 나타내며 대륙내 열개환경에 따른 쌍모식 화성활동을 잘 반영하지 않는다. 그리고 문주리층 내의 변성화성암은 단일 마그마로부터 진화된 경향을 잘 보여주나 계명산층 내의 변성화성암은 다양한 마그마로부터 형성되었을 가능성이 높다. 계명산층의 산성 변성화성암의 지화학적 특징은 문주리층 내 산성 변성화성암과 비교할 때 Eu의 부(-) 이상정도가 작으나 LREE와 HREE의 경사의 기울기는 거의 비슷하다. 그리고 문주리층의 염기성 변성화성암이 Eu의 이상치를 보여주지 않는 반면 계명산층에서는 중간정도의 부(-)부터 정(+)까지의 이상정도($0.59 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.28$)를 다양하게 보여 준다. 현재까지 보고된 문주리층의 염기성 변성화성암은 Y-La-Nb의 구조조 판별도에서 대륙 열곡대 내 알칼리 현무암, 대륙 현무암과 칼크-알칼리 현무암에 걸쳐 넓게 도시된다. 계명산층은 대륙 열곡대의 SHRIMP-II U-Pb 저어콘 연대는 2686 Ma의 콘코디아 연령을 보여주며 저어콘들은 근원암에서 유입된 상속핵 및 입자 가장자리에서 과성장 구조를 보여주지 않으며 마그마 기원의 일반적 특징을 보여준다. 계명산층의 지화학적 자료와 연대자료는 계명산층이 옥천변성대에 속하지 않으며 시생대말기 형성된 옥천변성대의 기반암임을 지시한다.

핵심어: 옥천변성대, 변성화성암, 대륙내 열개환경, 쌍모식 화성활동, SHRIMP U-Pb 저어콘 연대

Abstract: In the northwest Okcheon metamorphic belt, the metaigneous rocks in the Gyemyeongsan Formation have wider chemical ranges for major, trace and REE elements compared with metaigneous rocks in the Munjuri Formation and do not represent bimodal igneous activity which is characteristic for a continental rifting. The metaigneous rocks in the Munjuri Formation are regarded as products of single magmatic evolution, whereas those in the Gyemyeongsan Formation may be formed through multiple magmatic episodes. The felsic metavolcanic rocks in the Gyemyeongsan Formation show weaker Eu negative anomalies compared with those in the Munjuri Formation but those in both formations show similar degrees of enrichment from LREE to HREE. The metabasites in the Munjuri Formation do not show Eu anomalies but those in the Gyemyeongsan Formation show both positive and negative Eu anomalies ($0.59 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.28$). The metabasites in the Munjuri Formation are plotted in the fields of alkali basalt from intracontinental rift and continental basalt in the Y-La-Nb diagram, whereas those in the Gyemyeongsan Formation are plotted in the fields of alkali basalt from intracontinental rift, continental basalt and calc-alkali basalt. SHRIMP U-Pb zircon concordia age from the felsic metavolcanic rock in the

*Corresponding author: Tel. 82-63-270-3397, E-mail. ocwhan@chonbuk.ac.kr

Gyemyeongsan Formation is 2686 Ma. All zircon grains have typical magmatic zoning and do not show either older core or younger overgrowth. The geochemical and geochronological data obtained from the Gyemyeongsan Formation indicate that the Gyemyeongsan Formation does not belong to the Okcheon metamorphic belt but the Late Archean basement of the belt.

Key words: Okcheon metamorphic belt, metaigneous rocks, intracontinental rift, bimodal igneous activity, SHRIMP zircon U-Pb concordia age

서 론

옥천대는 한반도의 기저를 이루고 있는 선캠브리아기의 경기육괴와 영남육괴사이에 북동-남서방향의 대상으로 가로지르는 구조대로, 제천-문경선을 기준으로 북동부의 옥천비변성대(태백산 분지)와 최소한 두 번의 광역변성작용을 경험한 서남부의 옥천변성대로 나누어진다. 옥천대는 임진강대와 함께 남중국판(South China block)과 북중국판(North China block)의 대륙충돌대인 킨링-다비-수루 봉합대(Qinling-Dabie-Sulu belt) 혹은 남중국판의 후아난 알로코겐(Huanan aulacogen)의 동쪽 연장선일 가능성이 제기된 바 있고, 일본의 히다벨트(Hida belt)와도 연결될 가능성이 있어 오랫동안 옥천대의 지체구조 진화사에 대한 논의가 활발히 진행되어 왔다(Fig. 1; Cluzel *et al.*, 1990; Cluzel, 1992; Liu, 1993; Liou *et al.*, 1994; Chang, 1996; Lee *et al.*, 1998; Chough *et al.*, 2000; Ree *et al.*, 2001; 조문섭과 김현철, 2002).

최근 옥천변성대에 분포하는 변성화성암류의 지구화학적 특징과 지질연대를 바탕으로 옥천변성대가 원생대 말(756 Ma) 판내부 환경(Intraplate setting) 내 열곡 운동에 수반된 쌍모식(bimodal) 화성활동을 경험한 것으로 보고된 바 있지만(Cluzel, 1992; Lee *et al.*, 1998), 아직까지 옥천변성대내에 분포하는 변성화성암류에 대한 암석학, 지화학 및 연대학적 연구가 충분히 정립되지 않은 상태이다. 특히 계명산층 내에 분포하는 변성화성암류에 대한 성인 및 연대적 연구가 제대로 수행되지 못한 상태이다.

본 연구에서는 옥천변성대의 북동부에 위치한 충주 지역 계명산층에 주로 분포하는 변성화성암류를 대상으로 지구화학적 특징, 생성시의 조구조 환경과 화성활동시기를 규명하기 위하여 주성분 원소, 미량 및 희토류 원소 그리고 SHRIMP-II(Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe-II) U-Pb 저어콘 연대를 분석하였다. 또한 연구결과들을 지금까지 보고된 충주지역의 문주리 및 계명산층 내에 분포하는 일부 변성화성암류의 지구화학적 특징, 조구조 환경 및 화성활동시기(Cluzel, 1992; Lee *et al.*, 1998)와 비교 분석하였다.

지질개요

충주 지질도폭(김기완과 이홍규, 1965)상의 연구지역과 그 주변의 층서는 상부에서 하부로 시대미상의 문주리층, 황강리층, 명오리층, 북노리층, 대항산 규암층, 향산리 돌로마이트층, 계명산층, 고은리층으로 구성된다. 이들 층을 구성하는 암석들은 북측과 서측에서는 주라기 화강암체들에 의해 그리고 부분적으로는 백악기 화강암에 의해 관입되어 있다. 김기완과 이홍규(1965)는 석회암으로 구성된 고은리층을 최하부로 기재하였으며 대석회암통에 대비될 것으로 예상하였다. 이들은 그 위에 부정합관계를 갖는 계명산층이 쌓인 후 향산리 돌로마이트층, 대항산 규암층이 정합의 관계를 가지며 퇴적된 것으로 해석하였다. 그리고 그 위에 부정합관계를 갖는 북노리층이 퇴적된 후 명오리, 황강리, 문주리층이 정합의 관계를 가지며 퇴적된 것으로 생각하였다. 하지만 Reedman *et al.*(1973)는 계명산층과 대항산층(대항산 규암층과 향산리 돌로마이트층 포함)을 충주층군으로 명명하고, 그 이외의 층들을 옥천층군으로 분리한 후 선캠브리아기의 옥천층군 위에 캄브리아기-오오도비스기의 충주층군이 퇴적된 것으로 해석하였다. 김옥준(1968, 1970)은 황강리층을 옥천층군의 최상부로 판단하고 황강리층 상부에 존재하는 층을 선캠브리아기 빙하퇴적물인 양지층군으로 구분하여 모든 옥천층군은 대석회암통 이전에 퇴적된 선캠브리아기 지층으로 판단하였다. 이에 반해 이대성(1974)은 계명산층을 선캠브리아기에 해당하는 최하부층으로 보고 그 위에 부정합의 관계를 갖는 대항산층군이 쌓이고 그 위에 정합의 관계를 갖는 문주리, 창리(서창리에 대비됨), 마전리층(고은리에 대비됨)이 퇴적된 후 그 위에 부정합 관계를 갖는 삼첩기의 황강리층이 퇴적된 것으로 해석하였다. 최근 이종혁(1995)은 계명산층과 미원도폭의 윤교리층이 같은 사질암이면서 하부에 규암층(견운모규질편암, 대항산규암과 미동산규암)이 분포함을 들어 윤교리층(미원층군)을 계명산층의 남서 연장으로 해석하고 이들이 조선누층군의 황적 퇴적환경 변화에 의한 동일층들임을 전제하고 계명산층을 캄브리아기-후기 오르도비스기의 옥천층군 최하부층으로

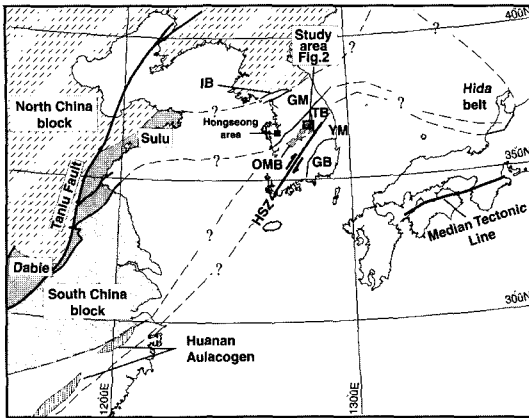


Fig. 1. Generalized tectonic map of northeastern Asia (modified from Chang 1996). A series of large-scale dextral strike-slip fault movements defines the Honam shear zone (HSZ). IB, Imjingang belt; GM, Gyeonggi massif; OMB, Okcheon metamorphic belt; TB, Taebaeksan basin; YM, Yeongnam massif; GB, Gyeongsang basin; HSZ, Honam shear zone.

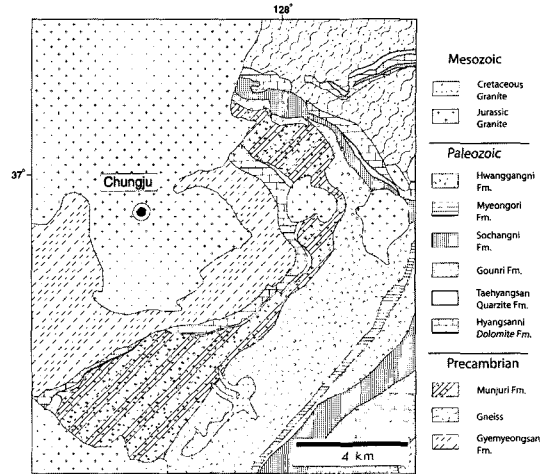


Fig. 2. Geological map of the Chungju area in the north-eastern part of the OMB.

해석하였다.

연구지역과 그 주변지역의 층서는 앞에서 언급된 바와 같이 많은 논란에도 불구하고 아직 확정되지 못한 상황이다. 최근 Lee *et al.*(1998)은 문주리층의 산성 변성화성암인 조면암 시료에서 분리한 저어콘의 U-Pb 동위원소 분석을 실시하여 755.8 ± 1.3 Ma와 160 ± 19 Ma (MSWD = 0.72)를 지시하는 불일치선(discordia) 연령을 얻었으며 옥천층군 내에 원생대 말기에 화성활동이 있었음을 보고하였다. 그리고 이 연대는 충주지역 문주리층과 계명산층에서 조사된 미량원소 및 희토류원소의 지구화학 특성(Cluzel, 1992; Lee *et al.*, 1998)과 함께 이 시기에 옥천층군이 퇴적될 분지를 형성한 대륙 내 열계운동이 시작되었음을 지시한다. 따라서 최근 들어 계명산층과 문주리층은 옥천층군의 최하부층이며 선캠브리아기 암석으로 판단되고 있다. 이 외의 다른 층들은 불충분하기는 하지만 화석 증거에 입각하여 고생대의 캄브로-오오도비스기 층으로 생각되고 있으며 황강리층은 오오도비스기 이후의 층으로 판단되고 있다(서광수와 이하영, 1995). 따라서 현재까지의 연구자료에 따르면 쌍모식 화산작용의 증거를 보이는 문주리층이 쌓이고 그 위에 고생대 초의 대향산층군(향산리 돌로마이트층군, 대향산규암층), 고은리층(마천리에 대비됨) 및 서창리층(창리에 대비됨)이 쌓인 후 부정합관계를 갖고 오르도비스기 이후에 명오리층 및 황강리층이 쌓인 것으로 해석되며 계명산층의 층서상 위치는 불명확하다(Fig. 2).

강지훈과 류충렬(1997)은 계명산층은 최소 세 번의 변형(D1, D2, D3)을 받았으며 이 과정 중에 칼집형습곡, 비대칭습곡, 및 세브론습곡이 형성되었다고 보고하였다. 그리고 Min and Cho(1998)는 연구지역의 계명산층과 문주리층 지역을 변성퇴적암류(변성이질암) 광물 조합을 바탕으로 흑운모대, 석류석대 및 규선석대의 3개의 변성대로 나누었다. 연구지역의 광역변성대는 북서쪽으로 갈수록 흑운모대에서 석류석대로 증가하고, 한편 유라기 화강암 주변의 접촉부에서는 접촉변성작용에 의해 형성된 홍주석 규선석으로 규정되는 규선석대가 나타난다.

민경원 외(1995)는 문주리층의 변성퇴적암에서 일부 백악기 연대를 제외하고 153-209 Ma의 백운모 및 흑운모 K-Ar 연대를 구하였으며 이들 결과는 삼첩기말기-유라기초기에 일어난 광역 열변성작용의 영향으로 해석하였다. Cliff *et al.*(1985)는 문주리층 남부에 분포하는 황강리층에서 77-148 Ma의 Rb-Sr 흑운모와 112 및 219 Ma의 Rb-Sr 백운모연대를 구하였고, 황강리층 암석 기질로부터 얻어진 151-201 Ma의 Rb-Sr 전암연대를 근거로 약 200 Ma 시기에 주 변성작용이 일어났다고 해석하였다. 하지만, Chough *et al.*(2000)은 연구지역에서 보고된 Rb-Sr과 K-Ar 연대들은 변성시기를 지시하기 보다는 일반적으로 냉각연대로 추정할 것으로 예상하였다. Adachi and Suzuki(1999)는 문주리층의 각섬암 내에 협재하는 백운모-흑운모-석영 편암의 알라나이트(allanite)의 중심부에서 251 ± 10 Ma의 CHIME 연대를 구하였고 이 시기를 최고 변성시기로 해석하였지만 정확한 해석을 위해서는 이 지역에 대한 좀 더 많은 연

대적 연구가 필요하다. 그리고 계명산층과 문주리층 내에 나타나는 변성화성암류를 대상으로는 지금까지 K-Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar 및 Rb-Sr 연대측정이 수행되지 않았다.

계명산층내 변성화성암류 및 변성퇴적암의 암석지재

충주지역의 계명산층과 문주리층은 단일 암층으로 구성된 것이 아니라 암상을 달리하는 여러 암체들로 이루어져 있다. 계명산층의 구성암석은 대부분 산성 변성화산암과 염기성 변성화성암으로 구성되어 있다. 특히, 산성 변성화성암은 충주시 동쪽-남동쪽에서는 분포면적의 60% 이상을 차지하고 있다. 이들 암석들 내에 변성이질암, 변성사질암, 결정질석회암 및 규암의 박층들이 다수 협재하며 북측에서 유라기 화강암체에 의해 관입되고 있다(Fig. 2). 문주리층도 대부분 산성 변성화산암과 염기성 변성화성암으로 구성되어 있으나 계명산층에 비해 변성이질암, 변성사질암, 석회질 규산염암 등의 변성퇴적암도 많이 나타난다.

산성 변성화산암은 대부분 세립질의 석영, 백운모, 정장석과 자철석으로 구성되어 있으며 간혹 석영과 정장석이 단일 혹은 취반상 반정으로 나타난다. 극히 일부 산성 변성화산암에서는 정장석 대신 세립질의 사장석과 사장석 반정이 관찰된다. 이러한 조직은 산성 변성화성암이 화산암 기원임을 지시한다. 그리고 부수광물로는 흑운모, 녹니석, 녹염석, 방해석, 인회석, 저어콘, 모나자이트 등이 관찰된다. 자철석과 같은 불투명 광물과 백운모의 신장된 형태에 의해 뚜렷한 방향성이 나타나며 반정 주위에 압력음지가 형성되기도 한다. 기질부의 석영은 불합상 조직을 가지고 있기도 하며 변형작용으로 인해 대부분 파동소광을 보인다. 야외에서 일부 산성 변성화산암은 화성기원의 특징적 구조인 유상구조 및 응회암의 층리를 보여주며 층리의 전반적인 주향과 경사는 N60~75E와 60~80NW이다. 이러한 구조 역시 산성 변성화산암이 화산암 기원임을 지시한다.

염기성 변성화성암은 산성 변성화산암과 교호하거나 산성 변성화산암을 관입하면서 산출되며, 주 구성광물은 각섬석, 사장석, 녹염석이며 소량의 휘석, 흑운모, 석영 및 녹니석을 포함하기도 한다. 이들 암석은 방향성에 의해 비교적 뚜렷한 편리를 보여주기도 하며 혹은 괴상의 형태로 나타나기도 한다. 대부분의 염기성 변성화성암은 거정의 각섬석과 사장석이 관찰되는 것으로 보아 반려암 기원으로 생각되며 각섬석은 휘석을 치환한 거정질 내지 중립질 형태 혹은 사장석 내에 자란 세립 형태로 나타난다. 거정질 장석은 많은 부분

이 세립질의 새로운 장석, 각섬석, 녹염석으로 치환되고 있다. 흑운모는 녹색에서 녹갈색을 띠며 부분적으로 변질되어 녹니석화 하였다. 일부 염기성 변성화성암은 각섬석과 사장석이 중립질이며 강한 방향성을 보여주며 이러한 암석들은 화산암 기원일 것으로 추측된다.

계명산층 내에서 변성화성암과 교호되어 나타나는 변성이질암과, 변성사질암은 주로 백운모, 흑운모, 사장석, 녹니석 및 석영으로 구성되어 있고 광물의 방향성을 잘 보여준다.

한편 유라기 화강암 접촉부에는 화강암의 접촉변형작용 영향으로 형성된 홍주석, 규선석, 근청석 등이 변성퇴적암 내에 국부적으로 관찰된다. 규선석과 홍주석은 방향성 없이 불규칙하게 분포하며 주변의 기질부는 입상변정질 조직(granoblastic texture)을 보인다. 규선석은 대부분 침상의 형태로 기질광물의 방향을 절단하며 자란 것으로 보아 주변성작용이후 성장한 것으로 생각된다.

전암 지구 화학

분석방법

계명산층에 분포하는 변성화성암류의 전암 화학분석을 위해 중성 변성화성암 2개, 산성 변성화산암 11개와 염기성 변성화성암 11개를 신선도와 위치, 그리고

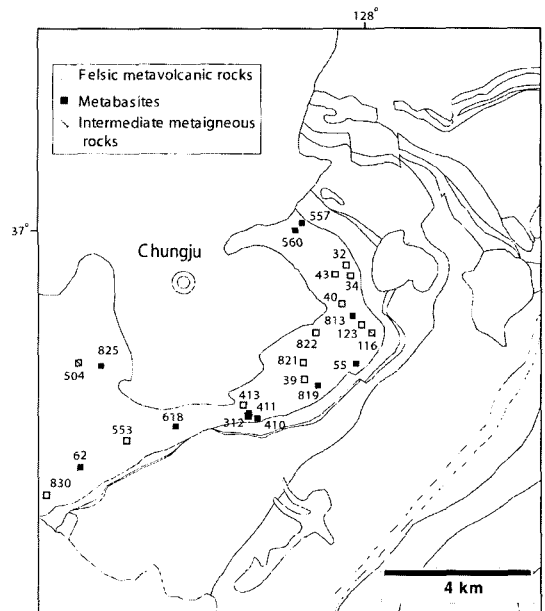


Fig. 3. Locations of samples for whole-rock analyses in the study area.

Table 1. Major element (wt%) from the felsic metavolcanic rocks and metabasites in the Gyemyeongsan Formation.

| Rock Type | Felsic metavolcanic rock | | | | | | | | | | | Intermediate metaigneous rock | |
|--------------------------------|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------------------|-------|
| Sample | 32 | 34 | 39 | 40 | 43 | 123 | 413 | 553 | 821 | 822 | 830 | 504 | 116 |
| SiO ₂ | 66.26 | 74.80 | 73.41 | 60.88 | 66.96 | 71.68 | 70.75 | 63.68 | 71.41 | 76.67 | 72.96 | 55.91 | 56.84 |
| TiO ₂ | 0.45 | 0.52 | 0.48 | 0.74 | 0.80 | 0.44 | 0.21 | 0.70 | 0.56 | 0.39 | 0.27 | 1.90 | 0.91 |
| Al ₂ O ₃ | 15.93 | 7.38 | 10.68 | 17.41 | 14.65 | 11.21 | 14.87 | 19.22 | 10.29 | 9.96 | 6.49 | 16.08 | 14.69 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.81 | 9.12 | 5.61 | 7.92 | 6.37 | 7.62 | 1.88 | 4.23 | 8.01 | 3.84 | 11.27 | 8.55 | 7.16 |
| MnO | 0.03 | 0.17 | 0.19 | 0.18 | 0.12 | 0.14 | 0.06 | 0.04 | 0.10 | 0.04 | 0.18 | 0.11 | 0.12 |
| MgO | 0.80 | 0.96 | 0.75 | 0.89 | 0.51 | 0.79 | 0.47 | 1.66 | 0.70 | 0.28 | 1.08 | 3.45 | 4.27 |
| CaO | 0.07 | 1.11 | 2.05 | 1.19 | 1.31 | 0.83 | 0.21 | 1.07 | 0.17 | 0.04 | 1.13 | 2.33 | 5.73 |
| Na ₂ O | 0.07 | 0.37 | 0.32 | 2.69 | 2.99 | 0.18 | 3.52 | 0.71 | 0.22 | 0.30 | 0.48 | 7.27 | 2.63 |
| K ₂ O | 5.87 | 2.33 | 4.72 | 6.41 | 4.38 | 4.79 | 7.01 | 5.87 | 6.67 | 6.53 | 4.57 | 3.15 | 5.78 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.22 | 0.04 | 0.15 | 0.10 | 0.04 | 0.09 | 0.17 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.87 | 0.44 |
| LOI | 2.21 | 1.16 | 0.76 | 1.52 | 1.34 | 1.67 | 0.85 | 2.36 | 0.62 | 0.47 | 0.14 | 0.27 | 0.95 |
| Total | 99.58 | 98.12 | 99.01 | 99.98 | 99.51 | 99.41 | 99.91 | 99.71 | 98.80 | 98.54 | 98.59 | 99.89 | 99.52 |

| Rock Type | Metabasites | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| Sample | 55 | 62 | 312 | 410 | 411 | 557 | 560 | 618 | 813 | 819 | 825 |
| SiO ₂ | 52.92 | 53.79 | 46.28 | 42.11 | 43.97 | 48.38 | 48.13 | 49.94 | 50.02 | 47.85 | 47.60 |
| TiO ₂ | 0.53 | 0.98 | 2.09 | 3.09 | 3.06 | 1.88 | 2.10 | 2.14 | 2.48 | 2.03 | 2.74 |
| Al ₂ O ₃ | 9.58 | 14.49 | 18.01 | 16.98 | 16.99 | 15.58 | 17.39 | 16.67 | 14.50 | 16.14 | 14.28 |
| Fe ₂ O ₃ | 9.28 | 7.00 | 13.47 | 16.86 | 15.97 | 12.51 | 13.95 | 11.47 | 10.90 | 11.89 | 12.80 |
| MnO | 0.13 | 0.10 | 0.28 | 0.24 | 0.21 | 0.20 | 0.17 | 0.21 | 0.24 | 0.22 | 0.25 |
| MgO | 13.82 | 7.06 | 7.08 | 8.26 | 7.81 | 6.95 | 4.38 | 3.12 | 5.59 | 3.33 | 5.36 |
| CaO | 8.83 | 8.07 | 6.42 | 5.36 | 4.79 | 9.71 | 10.44 | 7.81 | 10.64 | 9.35 | 9.94 |
| Na ₂ O | 1.53 | 2.38 | 3.79 | 3.80 | 4.34 | 3.36 | 1.65 | 1.14 | 2.87 | 1.04 | 3.85 |
| K ₂ O | 1.36 | 1.88 | 0.46 | 0.12 | 0.12 | 0.35 | 0.72 | 4.34 | 0.99 | 4.15 | 1.78 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.32 | 0.21 | 0.33 | 0.33 | 0.28 | 0.24 | 1.01 | 0.55 | 1.11 | 0.58 |
| LOI | 1.68 | 3.74 | 2.23 | 2.86 | 2.72 | 1.02 | 0.94 | 1.91 | 1.10 | 2.71 | 1.00 |
| Total | 99.76 | 99.82 | 100.33 | 100.00 | 100.32 | 100.22 | 100.11 | 99.76 | 99.88 | 99.82 | 100.17 |

대표성을 고려하여 선정된 후(Fig. 3) 주성분 원소, 미량 및 희토류 원소를 분석하였다(Table 1, 2). 분석에 선정된 시료는 현미경관찰을 통해 신선도를 재확인하고 텅스텐 카바이드 재질 분쇄기를 이용 분말시료로 만들었다. 주성분 원소는 한국기초과학지원연구원 서울분소에서 Philips사의 X-선형광분석기(XRF, X-ray Fluorescens Spectrometry/PW 1480)로 분석하였다. 미량 원소는 비커 가열판 방법으로 시료를 산 분해 시킨 후 기기감도와 스펙트럼 간섭현상을 고려하여 Ba, Sr, V, Ga는 한국기초과학지원연구원의 유도결합 플라즈마 분광분석기(ICP-AES)로 분석하고 Ni, Cr, Nb, Y, Cs, U, Th, Pb, Sm, Nd 등 희토류 원소는 유도결합 플라즈마 질량분석기(ICP-MS, VG-Elemental PQ3SSTE)로 분석하였다. 그 외 Zr, Hf는 시료를 알칼리 용융법으로 용융시킨 후 ICP-MS로 분석하였다. 분석시 측정강도를 얻기 위한 전압 전류 조건은 전압 40 kV, 전류 30 mA

이다. 검정에 이용한 표준 물질은 미국 지질 조사소에서 제작한 국제 공인 표준물질 12개와 상용으로 시판되는 MBH 분석의 표준물질 12개이다.

주성분 원소와 미량 원소

계명산층의 변성화성암들은 SiO₂ 대 Na₂O + K₂O의 분별도(Fig. 4)에 도시하면 SiO₂ 함량은 42.11-76.67 wt% 그리고 Na₂O + K₂O 함량은 2.37-10.53 wt%로 나타나며 알칼리와 비알칼리의 영역에 모두 도시된다. 기존에 보고 된 문주리층의 변성화성암의 주성분 원소는 산성과 염기성으로 나누어지는데 반해(Cluzel, 1992; Lee *et al.*, 1998), 계명산층에서는 그러한 쌍모식 현상이 관찰되지 않는다(Fig. 4). 또한 기존의 자료와 현재 분석된 주성분함량을 하커도상(Harker diagram)에 도시해보면 염기성 변성화성암에서 산성 변성화성암으로 갈수록 SiO₂ 함량이 증가하면서 MgO, FeO*, CaO,

Table 2. Trace and rare earth element abundances from the felsic metavolcanic rocks and metabasites in the Gyemyeongsan Formation.

| Rock type | Felsic metavolcanic rocks | | | | | | | | | | |
|-----------|---------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| Sample | 32 | 34 | 39 | 40 | 43 | 123 | 413 | 553 | 821 | 822 | 830 |
| Sr | 26.6 | 235.8 | 68.0 | 122.3 | 67.1 | 35.3 | 307.0 | 202.6 | 43.9 | 29.0 | 43.1 |
| Rb | 187.9 | 143.4 | 186.4 | 198.4 | 157.9 | 159.4 | 205.4 | 276.0 | 216.4 | 232.0 | 155.4 |
| Ba | 278.0 | 426.9 | 259.3 | 398.0 | 435.5 | 667.4 | 1397.3 | 775.1 | 100.5 | 68.3 | 83.2 |
| Sc | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 5.4 | <0.01 | <0.01 | <0.01 |
| Cr | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 11.3 | 5.4 | 93.1 | 5.8 | <0.01 | 2.2 |
| Ni | 0.8 | 4.1 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 3.1 | 30.8 | 4.4 | 0.5 | 1.1 |
| Cu | 6.9 | 7.1 | 6.1 | 8.6 | 9.8 | 5.8 | 11.4 | 33.6 | 9.3 | 4.6 | 6.0 |
| Zr | 2095.0 | 2593.2 | 507.9 | 908.4 | 1856.5 | 1239.6 | 62.1 | 121.5 | 2745.6 | 3010.3 | 2052.5 |
| Y | 113.0 | 365.7 | 184.2 | 52.4 | 129.3 | 49.0 | 15.5 | 29.1 | 239.4 | 142.9 | 344.6 |
| Nb | 232.2 | 423.4 | 162.3 | 61.8 | 241.7 | 99.5 | 2.6 | 16.2 | 236.8 | 259.3 | 160.1 |
| Hf | 11.9 | 39.8 | 13.7 | 16.0 | 27.5 | 9.2 | 0.3 | 2.7 | 47.1 | 31.2 | 4.0 |
| Pb | 7.6 | 12.5 | 9.0 | 10.5 | 8.9 | 3.1 | 9.6 | 26.5 | 5.8 | 5.6 | 7.2 |
| Th | 40.0 | 90.0 | 61.9 | 15.7 | 45.0 | 26.8 | 12.5 | 23.5 | 46.1 | 59.4 | 55.5 |
| U | 3.2 | 10.0 | 5.0 | 3.8 | 6.6 | 2.6 | 2.6 | 3.5 | 5.9 | 6.2 | 9.9 |
| La | 62.4 | 428.5 | 585.2 | 123.5 | 283.8 | 154.8 | 42.5 | 51.5 | 303.2 | 265.5 | 436.8 |
| Ce | 171.3 | 805.0 | 1171.5 | 277.3 | 570.0 | 328.9 | 75.8 | 99.5 | 605.2 | 533.3 | 927.4 |
| Pr | 15.1 | 97.1 | 134.9 | 27.2 | 64.0 | 36.5 | 8.8 | 11.9 | 73.7 | 59.7 | 112.5 |
| Nd | 84.1 | 469.5 | 651.4 | 144.1 | 325.8 | 177.8 | 42.0 | 58.3 | 361.0 | 296.5 | 558.9 |
| Sm | 12.4 | 70.3 | 75.4 | 16.7 | 40.4 | 19.6 | 5.5 | 8.1 | 49.9 | 36.0 | 86.1 |
| Eu | 1.2 | 13.3 | 6.6 | 3.4 | 4.7 | 2.1 | 1.2 | 1.5 | 3.2 | 1.8 | 14.0 |
| Gd | 19.2 | 86.8 | 75.5 | 18.2 | 42.7 | 19.6 | 5.5 | 8.8 | 55.0 | 39.3 | 100.0 |
| Tb | 3.8 | 13.9 | 8.8 | 2.1 | 5.6 | 2.4 | 0.7 | 1.2 | 8.2 | 6.1 | 14.4 |
| Dy | 24.2 | 76.9 | 40.8 | 10.3 | 29.3 | 12.3 | 3.0 | 6.1 | 46.2 | 34.6 | 76.5 |
| Ho | 5.0 | 15.3 | 7.4 | 2.0 | 5.7 | 2.4 | 0.6 | 1.2 | 9.3 | 6.9 | 15.0 |
| Er | 13.6 | 41.6 | 21.3 | 6.2 | 16.6 | 7.0 | 1.8 | 3.4 | 27.0 | 20.4 | 41.8 |
| Tm | 1.9 | 5.4 | 2.5 | 0.9 | 2.2 | 0.9 | 0.3 | 0.5 | 3.7 | 2.9 | 5.5 |
| Yb | 11.5 | 31.2 | 14.9 | 6.1 | 13.5 | 6.1 | 1.8 | 3.1 | 22.7 | 19.2 | 32.9 |
| Lu | 1.3 | 3.7 | 1.8 | 0.9 | 1.8 | 0.8 | 0.3 | 0.4 | 3.0 | 2.3 | 4.3 |
| Eu/Eu* | 0.24 | 0.52 | 0.27 | 0.60 | 0.35 | 0.33 | 0.70 | 0.55 | 0.19 | 0.15 | 0.46 |

TiO₂, P₂O₅ 함량들은 감소하는 경향을 보여주고 K₂O 함량은 증가하는 경향을 보여주나, Al₂O₃나 Na₂O는 경향을 잘 보여주지 않는다(Fig. 5).

계명산층의 변성화성암내 미량성분의 함량은 전체적으로 다양한 성분범위를 보여주며(Table 2) 특히 Nb, Y 및 Zr은 함량변화의 범위가 넓음이 보고되었다(박맹언과 김근수, 1995). Zr, Hf, Nb, Ta, Y 및 Ti와 같은 고장력 원소(HFSE: high field strength elements)는 이차적인 변질이나 변성작용에서도 유동성이 없으므로 SiO₂ 대 Na₂O + K₂O의 분별도보다 Nb/Y 대 Zr/TiO₂ 도가 육천대의 변성화성암의 쌍모식 변화를 도시하는데 더 정확하였다. Nb/Y 대 Zr/TiO₂ 도에서는 기존에

보고된 Cluzel(1992)과 Lee *et al.*(1998)의 문주리층의 변성화성암은 쌍모식 변화를 확실히 보여주는 반면 본 연구와 Cluzel(1992)의 계명산층의 변성화성암 자료는 쌍모식 변화를 보여주지 않고 산성, 중성 및 염기성 성분의 넓은 범위에 걸쳐 도시되는 것이 특징이다(Fig. 6). 또한 Irvine and Baragar(1971)의 AFM(K₂O+Na₂O-FeO*-MgO)도(Fig. 7)에서 문주리층의 변성화성암은 솔레아이트(tholeiitic) 계열의 분화경로를 잘 보여 주는데 반해 계명산층의 변성화성암은 솔레아이트(tholeiitic)와 칼크-알칼리(Calc-alkaline) 계열에 걸쳐서 나타나며 특별한 분화경로를 보여주지 않는다. 이는 계명산층 변성화성암의 기원이 두개 이상일 가능성을 제시한다. 박

Table 2. continued.

| Rock Type | Metabasites | | | | | | | | | | |
|-----------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| Sample | 55 | 62 | 312 | 410 | 411 | 557 | 560 | 618 | 813 | 819 | 825 |
| Sr | 238.1 | 558.0 | 244.2 | 147.1 | 144.2 | 397.0 | 391.2 | 523.6 | 831.2 | 530.4 | 561.8 |
| Rb | 40.6 | 53.2 | 12.7 | 1.6 | 1.8 | 8.3 | 27.3 | 121.3 | 32.8 | 107.6 | 97.6 |
| Ba | 413.4 | 679.9 | 155.4 | 39.1 | 36.4 | 117.6 | 315.4 | 1127.0 | 524.9 | 982.1 | 210.9 |
| Sc | 10.9 | 5.2 | 9.5 | 14.6 | 15.0 | 9.6 | 10.6 | 4.2 | 7.2 | 3.4 | 8.0 |
| Cr | 1308.6 | 434.5 | 78.0 | 43.9 | 42.4 | 275.9 | 25.5 | 3.0 | 111.5 | <0.01 | 71.8 |
| Ni | 293.2 | 184.1 | 34.3 | 63.6 | 49.6 | 140.6 | 36.7 | 2.0 | 75.9 | 2.1 | 57.3 |
| Cu | 68.7 | 43.2 | 83.3 | 368.0 | 39.3 | 74.7 | 24.5 | 18.1 | 28.2 | 17.5 | 36.4 |
| Zr | 44.9 | 157.1 | 123.1 | 127.5 | 107.8 | 70.4 | 69.0 | 318.9 | 107.5 | 215.0 | 47.3 |
| Y | 12.0 | 18.3 | 33.8 | 42.4 | 41.5 | 25.0 | 39.8 | 35.1 | 33.1 | 34.4 | 106.7 |
| Nb | 7.4 | 5.2 | 15.8 | 11.0 | 14.8 | 19.0 | 13.6 | 62.7 | 39.0 | 53.6 | 138.1 |
| Hf | 2.7 | 1.5 | 0.6 | 0.6 | 0.9 | 0.3 | 0.2 | 1.4 | 0.9 | 2.9 | 1.8 |
| Pb | 7.2 | 19.8 | 5.4 | 4.5 | 5.0 | 6.1 | 36.3 | 4.9 | 4.8 | 4.6 | 7.8 |
| Th | 5.9 | 8.5 | 4.1 | 3.5 | 3.0 | 2.3 | 3.5 | 7.6 | 5.1 | 6.1 | 5.2 |
| U | 0.8 | 1.5 | 0.7 | 0.6 | 0.6 | 0.3 | 0.8 | 1.9 | 1.0 | 1.8 | 2.8 |
| La | 20.1 | 44.4 | 16.5 | 21.2 | 22.1 | 16.5 | 23.5 | 74.5 | 38.5 | 55.8 | 39.8 |
| Ce | 37.8 | 85.5 | 40.2 | 50.1 | 51.2 | 37.3 | 50.9 | 165.9 | 81.4 | 120.4 | 110.9 |
| Pr | 4.3 | 10.1 | 5.6 | 7.0 | 7.1 | 5.0 | 6.8 | 20.5 | 10.5 | 15.7 | 16.4 |
| Nd | 21.9 | 49.9 | 28.7 | 36.2 | 36.6 | 26.1 | 34.1 | 102.0 | 52.7 | 78.4 | 80.3 |
| Sm | 3.2 | 6.4 | 6.2 | 7.7 | 7.8 | 5.2 | 6.8 | 15.6 | 8.6 | 12.4 | 17.2 |
| Eu | 0.9 | 1.9 | 1.7 | 2.8 | 2.6 | 1.9 | 2.7 | 6.6 | 3.0 | 5.2 | 3.7 |
| Gd | 3.5 | 6.6 | 7.6 | 9.9 | 10.1 | 6.5 | 8.5 | 16.2 | 9.6 | 13.2 | 20.9 |
| Tb | 0.5 | 0.8 | 1.2 | 1.5 | 1.6 | 0.9 | 1.3 | 1.9 | 1.3 | 1.6 | 3.5 |
| Dy | 2.4 | 3.8 | 6.8 | 8.7 | 8.6 | 5.2 | 7.4 | 8.7 | 6.8 | 7.9 | 20.3 |
| Ho | 0.5 | 0.7 | 1.4 | 1.8 | 1.7 | 1.0 | 1.5 | 1.5 | 1.3 | 1.4 | 4.1 |
| Er | 1.4 | 2.0 | 3.9 | 4.8 | 4.8 | 2.8 | 4.4 | 4.0 | 3.9 | 3.8 | 11.8 |
| Tm | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.7 | 0.6 | 0.4 | 0.6 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 1.7 |
| Yb | 1.2 | 1.7 | 3.2 | 4.1 | 4.1 | 2.3 | 3.2 | 2.7 | 3.5 | 2.7 | 10.5 |
| Lu | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.5 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 1.4 |
| Eu/Eu* | 0.83 | 0.89 | 0.78 | 0.98 | 0.89 | 1.00 | 1.09 | 1.28 | 1.00 | 1.24 | 0.59 |

맹언과 김근수(1995)도 계명산층의 변성화성암 내 미량 원소의 함량의 다양성을 근거로 계명산층의 기원물질이 다양한 것으로 추측하였다.

평균 MORB 값으로 변성화성암의 미량 원소 성분을 표준화(Pearce, 1983) 하여 도시한 거미 성분도(spider diagram)상에서도 계명산층의 변성화성암이 문주리층의 변성화성암의 성분 변화보다 넓은 범위에 도시된다(Fig. 8). 계명산층의 산성 변성화성암은 전체적으로 Sr, Ba, P, Ti가 상대적으로 다른 원소보다 결핍되어 있으며 대부분 시료는 Nb, Hf도 부(-) 이상치를 나타낸다. 문주리층의 산성 변성화성암도 유사한 패턴을 보여주지만 Nb의 부이상 현상이 잘 관찰되지 않는다(Fig. 8a). 이들 현상을 Lee et al.(1998)은 고온상의

분별이전의 분화마그마의 형태를 지시한다고 추정하였다. 계명산층의 염기성 변성화성암은 전반적으로 불호정성원소들이 강하게 부화되어 있고 문주리층의 염기성 변성화성암에 비해 상대적으로 넓은 성분범위를 보여준다. 계명산층의 염기성 변성화성암은 대부분 산성 변성화성암과 마찬가지로 Nb, Hf가 부(-) 이상을 보여준다(Fig. 8b). 전반적으로 계명산층의 변성화성암은 문주리층의 변성화성암에 비해 주성분 원소와 미량 원소들이 다양하고 넓은 성분범위가 나타나며 기원물질이 다양할 수 있음을 제시한다.

희토류 원소

계명산층의 산성 변성화성암의 희토류 원소 농도를

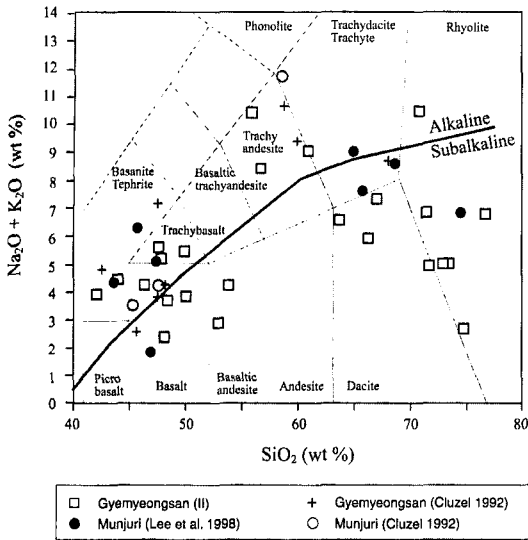


Fig. 4. Total alkali-SiO₂ diagram for metaigneous rocks from the Gyemyeongsan and the Munjuri Formations in the Chungju area. Open square, metavolcanic rocks from the Gyemyeongsan Formation; Plus, metaigneous rocks from the Gyemyeongsan Formation studied by Cluzel I (1992); Open circle, metaigneous rocks from the Munjuri Formation studied by Cluzel (1992); Closed circle, metaigneous rocks from the Munjuri Formation studied by Lee *et al.* (1998).

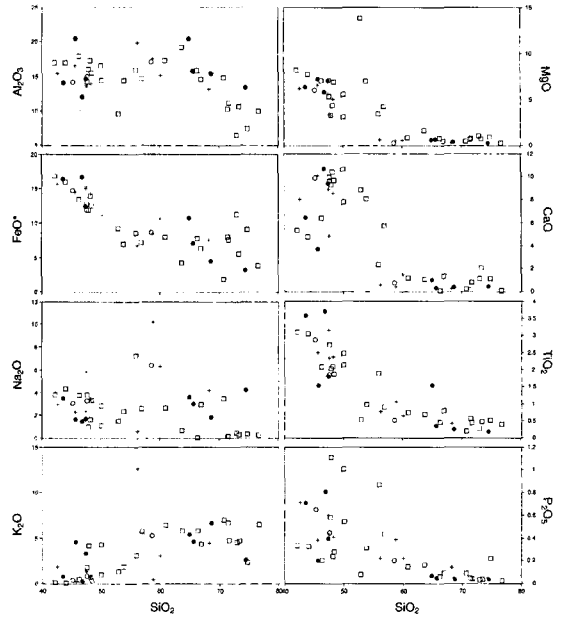


Fig. 5. Harker variation diagrams for metaigneous rocks from the Gyemyeongsan Formation. Symbols are the same as Fig. 4.

콘드라이트로 표준화(Sun and McDonough, 1989)한 희토류 양상은 Table 2와 Fig. 8a와 같다. 전체적으로 계명산층 산성 변성화산암류 내의 각 희토류 원소의 성분범위는 주성분 원소 및 미량 성분의 경우와 동일하게 Lee *et al.*(1998)에 의해 문주리층에서 보고된 성분 범위보다 넓다. 하지만 두 층 내 산성질 변성화산암류의 HREE와 LREE의 경사기울기는 비슷하다. 계명산층 산성 변성화산암 내 Eu 부(-)의 이상 정도($0.15 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.70$)는 문주리층 산성 변성화산암에서 보고된 (Lee *et al.*, 1998) Eu 부(-)의 이상정도($0.04 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.11$)보다 작다(Table 2, Fig. 9a).

염기성 변성화성암의 희토류 원소 농도를 콘드라이트에 표준화(Sun and McDonough, 1989)한 희토류 양상은 Table 2와 Fig. 9b에 나타난다. 염기성 변성화성암의 희토류 원소의 범위는 산성 변성화산암의 희토류 원소의 성분변화와 마찬가지로 Lee *et al.*(1998)이 문주리층의 염기성 변성화성암에서 보고 한 성분범위보다 넓으나 문주리층의 염기성 변성화성암에서 보고된 HREE와 LREE의 경사의 기울기는 유사한 경사를 보여준다. 문주리층의 염기성 변성화성암이 Eu의 이상치를 보여주지 않는 반면 계명산층의 염기성 변성화성암

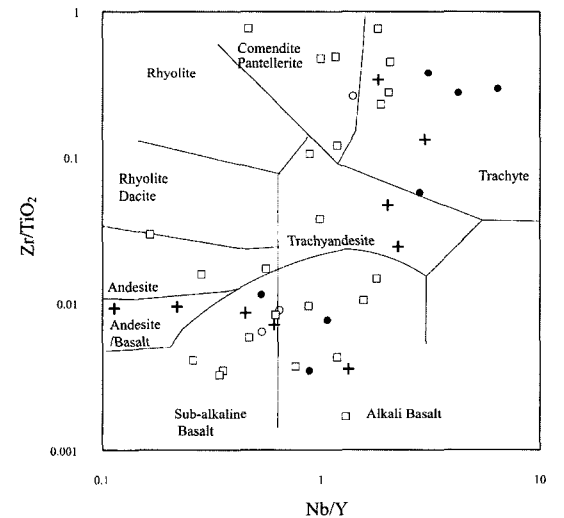


Fig. 6. In the Zr/TiO₂-Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977), metaigneous rocks from the Gyemyeongsan Formation are plotted in a wide range compared with that of the Munjuri Formation. Symbols are the same as Fig. 4.

에서는 중간 정도의 부(-)부터 정(+)-까지의 이상 정도 ($0.59 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.28$)를 다양하게 보여준다(Table 2, Fig. 9b).

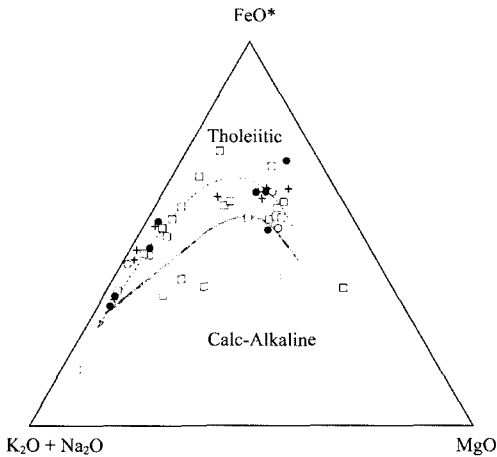


Fig. 7. The chemical compositions of metaigneous rocks from the Gyemyeongsan and the Munjuri Formations are plotted in $K_2O+Na_2O-FeO^*-MgO$ diagram. Dashed line is the evolution of metaigneous rocks in the Munjuri Formation (Lee *et al.*, 1998).

지구조 환경

염기성 변성화성암은 지구화학적특징이 잘 보존되기 때문에 화산암이 형성된 지구조 환경을 화학조성을 이용하여 판단하기에 용이하다. Pearce and Cann(1973)의 Ti-Y-Zr의 조구조 판별도에 기준에 보고된 충주지역 문주리 및 계명산층의 염기성 변성화성암의 Ti, Y, Zr 자료(Cluzel, 1992; Lee *et al.*, 1998)와 본 연구에서 분석된 계명산층의 염기성 변성화성암의 Ti, Y, Zr 자료를 도시하면 일부시료들이 다소 지구조 환경에서 벗어나지만 일반적으로 판내부 환경에 도시된다(Fig. 10a).

계명산층내 염기성 변성화성암에 대해 Cabanis and Lecolle(1989)의 Y-La-Nb의 조구조 판별도를 적용하면 계명산층 내 염기성 변성화성암 2개의 시료를 제외하고는 대부분이 대륙 현무암과 칼크-알칼리 현무암 환경에 도시된다(Fig. 10b). Cluzel(1992)에 의해 분석된 계명산층 내 염기성 변성화성암은 대륙 현무암에 접시되며, Cluzel(1992)과 Lee *et al.*(1998)이 분석한 문주리층의 염기성 변성화성암은 대륙 현무암과 대륙 열곡대 알칼리 현무암 환경에 도시된다(Fig. 10b). 이와 같이 계명산층의 염기성 변성화성암이 여러 조구조 환경에 접시되는 원인은 앞서의 주성분 원소, 미량 및 희토류 원소에서의 넓은 범위와 함께 계명산층 내 변성화성암의 기원물질이 다양함을 지시한다. 또한 산성 변성화성암 내의 Nb 부(-) 이상치는 계명산층 내 변성화성암이 지각물질에 의해 오염되었을 가능성을 지시해 준다. 결과적으로 기존의 보고된 결과와 현재의 자료를

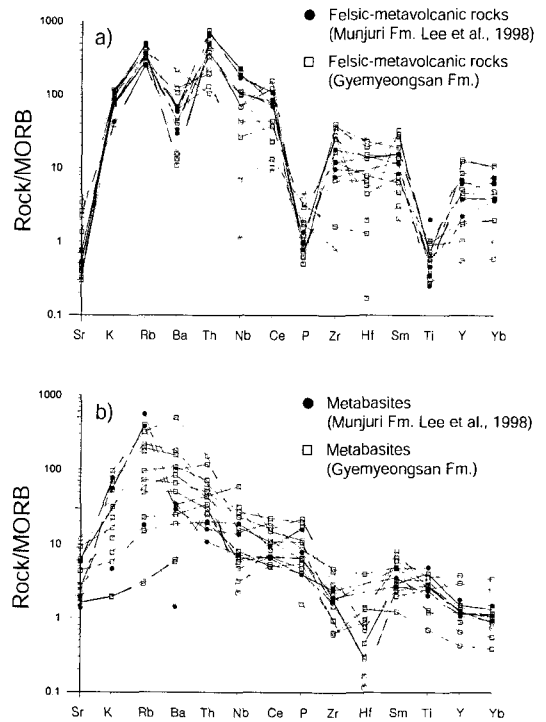


Fig. 8. MORB-normalized spider diagram for the felsic metavolcanic rocks (a) and metabasites (b) of the Gyemyeongsan Formation. Average MORB abundance of Pearce (1983) are used. Symbols are the same as Fig. 4.

종합하면 문주리층의 변성화성암은 판내부구조 환경에서 같은 시기에 분출 또는 관입한 동일 마그마 기원으로 예상되며 계명산층 내 변성화성암은 여러 기원의 복잡한 화성활동에 의해 생성되었을 가능성이 높다.

연대측정

충주지역 계명산층 내의 계명산 동부 부근에서 채취한 산성 변성화성암 1개(Sample 40)의 시료로부터 분리한 저어콘을 캐나다 Activation Laboratories Ltd.의 SHRIMP II를 이용하여 분석하였다. 최종분석대상 저어콘을 중광물 농집체에서 수작업으로 선별한 후 두 종류의 표준 저어콘인 TEMORA(Middleale Gabbroic Diorite, New South Wales, Australia)와 SL13(Sri Lankan gem zircon)과 같이 투명한 에폭시 디스크에 마운팅하여 저어콘이 중심부분이 노출 될 정도로 갈아내고 연마하였다. 편광, 반사 및 음극발광영상을 이용하여 저어콘 내부구조를 조사한 후 분석 위치를 선정하였다.

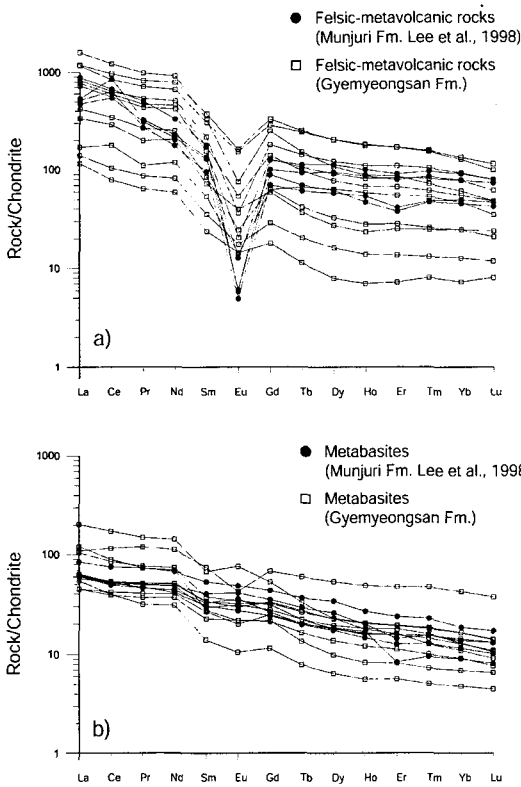


Fig. 9. REE abundances in the felsic metavolcanic rocks (a) and metabasites (b) of the Gyemyeongsan Formation. Symbols are the same as Fig. 4.

분석점의 직경은 25 μm 이며 한점의 U-Pb 분석마다 필요한 모든 질량의 동위원소를 6번 반복 정량하였다. 저어콘의 동위원소 자료는 Williams(1998)에 의해 기재된 같은 방법으로 SQUID Excel Macro 프로그램 (Ludwig, 2000)을 사용하여 해석하였다. Pb/U 비는 TEMORA 표준저어콘들의 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (416.75 Ma; Black and Kamo, 2003)비인 0.0665로 표준화하였다. 각각의 분석(ratios and ages)에서의 불확실성은 1σ 이지만 여러 자료를 결합한 연대는 신뢰도가 2σ 이다. 연대는 ISOPLOT/EX(Ludwig, 1999) 프로그램을 이용하여 계산하였다.

Fig. 3의 40번 시료로부터 선별된 저어콘 5개 입자에 대해 분석이 수행되었으며 저어콘 5개 입자에 대한 음극발광영상은 모두 유사한 누대구조를 보여준다(Fig. 11). 이들 누대구조는 마그마 기원의 일반적 특징을 보여주며 이들 저어콘들은 근원암에서 유입된 상쇄핵 및 입자 가장자리에서 과성장 구조를 보여주지 않고 있다(Fig. 11). 13 지점 분석치들은 모두 콘코디아 곡선위

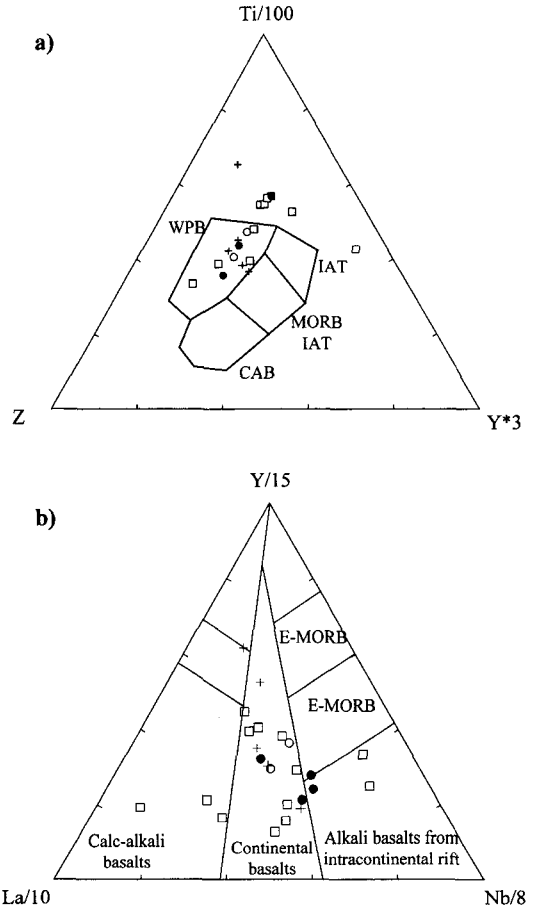


Fig. 10. Ti-Y-Zr (a) and La-Y-Nb (b) diagrams for metaigneous rocks of the Gyemyeongsan Formation. Symbols are the same as Fig. 4.

에 점시되는 일치된 연령을 보여주며 분석치의 평균연령은 $2685.8 \pm 11 \text{ Ma}$ 이다(Fig. 12). 저어콘 입자들의 일반적으로 낮은 ^{204}Pb 농도(typical $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios ~ 0.0001), U 농도(27-238 ppm) 및 Th/U 비(0.28-0.79)는 전형적인 마그마 기원의 특징을 나타낸다(see Table 3).

토 론

육천변성대의 지구조 환경 및 진화과정을 해석하기 위하여 1980년대 후반부터 염기성 변성화성암인 각섬암에 대해 기원, 판구조적 환경 및 지질연대가 여러 학자들에 의해 활발히 수행되어 왔다(Lee, 1987; Cluzel *et al.*, 1990; 권성택과 鹽晶榮, 1991; Cluzel, 1992; 민경원 외, 1995; Lee and Chang, 1997). 이들 각섬암에

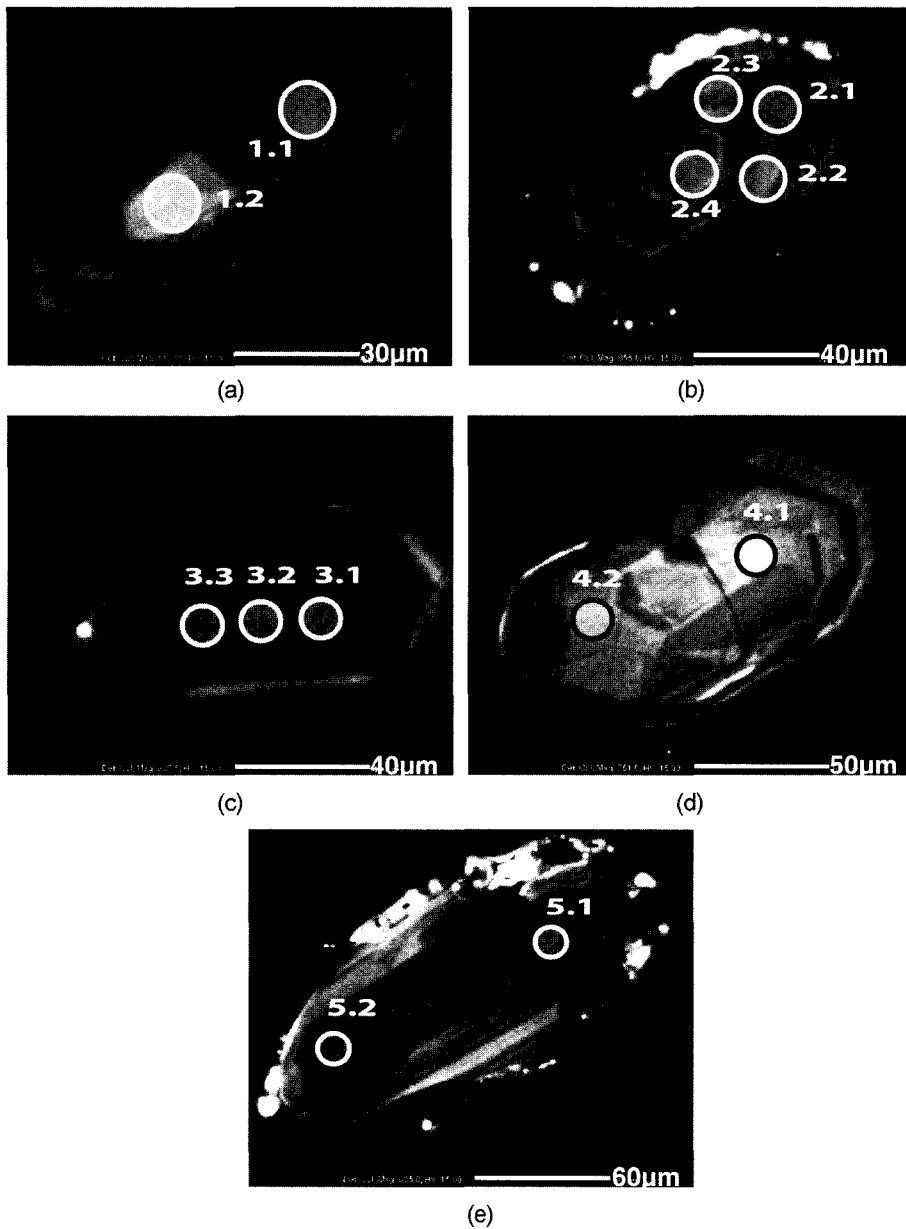


Fig. 11. Cathodoluminescence (CL) images of zircons analyzed from sample 40 (felsic metavolcanic rock) in Fig. 3. Analyzed areas are shown as circles with numbers used in Table 3, labeled as per Table 3.

비해 산성 변성화산암은 충주지역의 문주리와 계명산층에 집중되어 분포하며 아직 활발히 연구되지 못하고 있다(Cluzel, 1992; Lee *et al.*, 1998). 계명산층은 육천누층군의 일부로 주로 해석되고 있으나(Reedman *et al.*, 1973; Lee, 1986; Cluzel *et al.*, 1991; Kang, 1994) 일부 학자들은 계명산층이 육천누층군과 암상의 차이

를 많이 보여주는 것을 근거로 계명산층을 육천대의 기반암으로 보고 있다(김기완과 이흥규, 1995; 김옥준, 1968, 1970; 이대성, 1974).

권성택과 이동호(1992), Lee and Chang(1997)과 Cluzel(1992)은 육천변성대 내에 산출되는 염기성 변성화성암류들이 미량 및 희토류 원소 지구화학이 비슷하

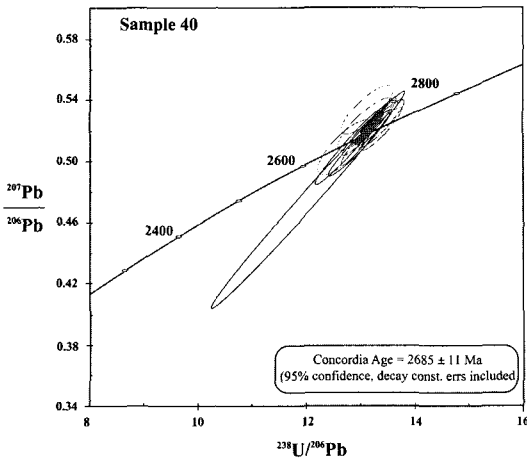


Fig. 12. Ahrens-Wetherill concordia plot (Wetherill, 1956) of SHRIMP-II zircon analyses. Analyses are plotted as radiogenic ratios corrected for common ^{204}Pb and are shown as one σ error ellipses.

기 때문에 아마도 이들 암석들이 같은 시기에 분출 또는 관입했을 것이라고 추정하였다. 그리고 이러한 자료는 Lee *et al.*(1998)에 의하여 산성 변성화산암에서 얻어진 755.8 ± 1.3 Ma의 연대와 지화학 자료와 함께 원생대 말에 대륙내 열곡이 형성되면서 발생한 쌍모식 화성작용에 의해 이들 변성화성암들이 형성되었음을 제시하였다. 또한 조문섭과 김현철(2002)은 전 지구적으로 볼 때 동일 시기에 로디니아(Rodinia) 초대륙이 왕성하게 분열했으며(Li *et al.*, 1999), 이 시기에 옥천 변성대는 남중국지괴(South China block)의 일부로써 로디니아 초대륙의 분열을 경험하였고 이때 옥천대 내의 대륙분열에 따른 쌍모식 화성활동이 일어났을 가능성을 제기하였다. 하지만 기존에 보고 된 계명산층의 지화학특징(Cluzel, 1992; Lee *et al.*, 1998)과 달리 본 연구자료는 계명산층 내의 변성화성암이 문주리층 변성화성암과 서로 다른 특징을 보여준다. 즉 계명산층 내 변성화성암들은 쌍모식 화성활동의 특징을 보여주지 않으며 여러 다른 기원의 화성활동에 의하여 형성되었을 가능성이 높다.

본 연구지역인 계명산에서 산출되는 산성 변성화산암의 저어콘에서 구해진 SHRIMP-II U-Pb 저어콘 연대는 이제까지 남한에서 보고 된 선캠브리아기의 연대 중 드문 시생대 말(2685.8 ± 11 Ma)에 해당될 뿐만 아니라 유일한 일치곡선(concordia) 연령으로써 시생대 말에 일어난 고기의 화성활동을 잘 대변해준다. 이전에 시생대 말기 연대는 경기육괴와 영남육괴 편마암내에서 인지되었으나(Lan *et al.*, 1995; 이호선 외, 2003;

조동룡과 김용준, 2003; 조동룡과 김유봉; 2003) 대부분 저어콘 중심부에서 근원암으로부터 유입된 상속핵 형태로 나타났다. 이에 비해 본 연구에서는 저어콘 전체가 시생대 말기를 지시하고 있으며 본 연구에서 연구된 암석은 편마암을 형성할 정도의 높은 변성을 받지 않았다. 즉, 계명산층은 남한에서 강한 변성작용을 받지 않은 유일한 시생대 암석으로 추정된다. 또한 이 연대는 그동안 여러 학자에 의해 주장되어 온 바와 같이 남한의 선캠브리아 기저가 적어도 30억년 정도의 오래된 지각임을 시사한다(Lan *et al.*, 1995; 이호선 외, 2003; 조동룡과 김용준, 2003; 조동룡과 김유봉; 2003).

본 연구 결과들은 문주리층은 원생대 말기의 로디니아 초대륙 분열시 선캠브리아 기반 대륙내 열개동안 형성되었음에 반해 계명산층은 시생대 말기의 화성활동에 의해 형성되었으며 옥천변성대의 일부가 아닌 옥천변성대의 기저암으로 생각된다.

결 론

(1) 연구지역인 충주지역의 계명산층은 주로 변성화성암으로 구성되며 기존 해석과 달리 지구화학적 특징은 대륙내 열개환경에 따른 쌍모식 화성활동을 잘 반영하지 않는다.

(2) 전반적으로 계명산층의 변성화성암은 문주리층의 변성화성암에 비해 주성분 원소와 미량 원소들이 넓은 성분범위를 나타낸다. 그리고 문주리층의 변성화성암은 단일 마그마로부터 진화된 경향을 잘 보여주나 계명산층의 변성화성암은 다양한 성인에 의해 형성되었을 가능성이 높다.

(3) 전반적으로 계명산층의 산성 변성화산암은 문주리층 내 산성 변성화산암과 비교할 때 희토류 원소의 성분 함량 변화폭이 상대적으로 넓고 Eu의 부(-) 이상이 크나 HREE와 LREE의 경사의 기울기는 거의 비슷하다. 그리고 문주리층의 염기성 변성화성암은 Eu의 부(-) 이상치를 보여주지 않는 반면 계명산층의 염기성 변성화성암에서는 중간 정도의 부(-)부터 정(+)-까지의 이상 정도($0.59 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.28$)를 다양하게 보여 준다.

(4) Ti-Y-Zr의 조구조 판별도에서 문주리층의 염기성 변성화성암은 대륙 열곡대 내 알칼리 현무암과 대륙 현무암의 조구조 환경에 해당하는 반면 계명산층의 염기성 변성화성암은 대륙 열곡대 내 알칼리 현무암, 대륙 현무암과 칼크-알칼리 현무암 환경에 넓게 도시되어 나타난다.

(5) 계명산층의 산성 변성화성암의 SHRIMP-II U-Pb 저어콘 연대는 일치곡선(concordia) 위에 점시되는 2686

Table 3. Summary of the SHRIMP U-Th-Pb zircon data for sample 40 (felsic metavolcanic rock).

| Grain Spot | U (ppm) | Th (ppm) | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*$ (ppm) | $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | f_{206} % | $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ | Total | | | Age | | | | | |
|------------|---------|----------|----------------------------------|---------------------------|-----------------------------------|-------------|---------------------------------------|-----------|------------------------------------|-----------|------------------------------------|-----------|----------------------------------|-------|-----------------------------------|-------|
| | | | | | | | | \pm (%) | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ | \pm (%) | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | \pm (%) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | \pm | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | \pm |
| 1.1 | 77 | 35 | 0.47 | 31.4 | 0.00014 | 0.20 | 0.1839 | 1.10 | 12.00 | 9.6 | 0.4720 | 9.5 | 2491 | 200 | 2688 | 19 |
| 1.2 | 39 | 16 | 0.41 | 17.4 | 0.00047 | 0.64 | 0.1815 | 1.80 | 12.76 | 3 | 0.5100 | 2.4 | 2655 | 53 | 2667 | 29 |
| 2.1 | 137 | 93 | 0.7 | 59.3 | 0.00008 | 0.11 | 0.1838 | 0.59 | 12.72 | 1.7 | 0.5018 | 1.6 | 2622 | 35 | 2687 | 10 |
| 2.2 | 116 | 84 | 0.75 | 51.3 | 0.00093 | 0.13 | 0.1826 | 0.65 | 13.00 | 1.8 | 0.5163 | 1.6 | 2683 | 36 | 2676 | 11 |
| 2.3 | 132 | 101 | 0.79 | 58.0 | 0.00069 | 0.09 | 0.1845 | 0.69 | 12.97 | 1.8 | 0.5099 | 1.6 | 2656 | 35 | 2694 | 11 |
| 2.4 | 106 | 72 | 0.7 | 46.7 | 0.00002 | 0.03 | 0.1821 | 0.76 | 12.81 | 3.5 | 0.5100 | 3.4 | 2658 | 73 | 2672 | 13 |
| 3.1 | 196 | 75 | 0.4 | 88.1 | 0.00061 | 0.08 | 0.1842 | 0.52 | 13.29 | 1.6 | 0.5232 | 1.6 | 2713 | 34 | 2691 | 9 |
| 3.2 | 89 | 24 | 0.28 | 40.1 | 0.00073 | 0.10 | 0.1846 | 1.00 | 13.34 | 2.3 | 0.5240 | 2.0 | 2716 | 45 | 2695 | 17 |
| 3.3 | 113 | 38 | 0.35 | 50.7 | 0.00081 | 0.11 | 0.1864 | 0.73 | 13.38 | 1.9 | 0.5207 | 1.8 | 2702 | 39 | 2711 | 12 |
| 4.1 | 27 | 9 | 0.34 | 12.0 | 0.00072 | 0.10 | 0.1815 | 1.50 | 13.10 | 2.7 | 0.5230 | 2.2 | 2714 | 49 | 2666 | 26 |
| 4.2 | 43 | 19 | 0.46 | 20.0 | 0.00041 | 0.55 | 0.1785 | 1.30 | 13.13 | 2.4 | 0.5340 | 2.0 | 2757 | 46 | 2639 | 22 |
| 5.1 | 238 | 160 | 0.7 | 111.0 | 0.00051 | 0.07 | 0.1818 | 0.55 | 13.56 | 1.6 | 0.5411 | 1.6 | 2788 | 35 | 2669 | 9 |
| 5.2 | 193 | 124 | 0.67 | 87.5 | 0.00077 | 0.10 | 0.1829 | 0.54 | 13.32 | 1.7 | 0.5283 | 1.6 | 2734 | 35 | 2679 | 9 |

Ma의 일치연령을 보여준다. 저어콘들은 근원암에서 유입된 상속핵 및 입자 가장자리에서 과성장 구조를 보여주지 않으며 마그마 기원의 일반적 특징을 보여준다.

(6) 계명산층의 지화학적 자료와 연대자료는 계명산층이 옥천변성대에 속하지 않으며 시생대 말기에 형성된 옥천변성대의 기반암임을 지지한다.

사 사

이 논문을 심사하신 부경대학교 박계현 교수님과 부산대학교 김진섭 교수님께 깊은 감사를 표한다.

참고문헌

- 강지훈, 류충렬, 1997, 충주 계명산지역 옥천변성대의 화성 활동과 지질구조. 암석학회지, 6, 151-165.
- 권성택, 이동호, 1992, 보은 지역의 옥천 변성염기성암에 대한 암석·지구화학적 연구. 암석학회지, 1, 91-103.
- 권성택, 鹽晶榮, 1991, 옥천 각섬암의 Sm-Nd 동위원소 연구: 예비보고서. 광산지질, 24, 277-285.
- 김기완, 이흥규, 1965, 1/5만 충주도폭 지질설명서와 지질도. 상공부 국립지질조사소, 단행본.
- 김옥준, 1968, 충주-문경간의 옥천계의 층서와 구조. 광산지질, 1, 36-46.
- 김옥준, 1970, 남한 중부지역의 지질과 지대구조. 광산지질, 2, 73-90.
- 민경원, 조문섭, 권성택, 김인준, K. Nagao, E. Nakamura, 1995, 충주 지역에 분포하는 변성 암류의 K-Ar연대: 원생대 말기(675 Ma)의 옥천대 변성작용. 지질학회지, 31, 315-327.
- 박맹언, 김근수, 1995, 충주지역 회트루 광상의 성인: 산출 상태와 지화학적 특성. 자원환경지질, 28, 599-612.
- 서광수, 이하영, 1995, 옥천층군에서 산출되는 고생물-이종 핵교수 정년퇴임 기념논집, 139-150.
- 이대성, 1974, 옥천계 지질시대 결정에 관한 연구. 연세논총, 11.
- 이종혁, 1995, 옥천누층군의 지질. 서남 옥천대의 지질-이종혁 교수 정년퇴임 기념 논집, 17-130.
- 이호선, 송용선, 박계현, 2003, 중부 영남육괴 김천일대 선캠브리아기 편마암의 저어콘 화학연대. 암석학회지, 11, 157-168.
- 조동룡, 김유봉, 2003, 장계-장수 지역의 영남육괴 선캠브리아기 기반암류에 대한 SHRIMP U-Pb 저어콘 연대 측정: 고원생대의 지질사건. 대한지질학회추계학술발표회 초록집, 77.
- 조동룡, 김용준, 2003, 경기육괴 포천 지역의 흑운모 편마암과 우백질 화강암맥에 대한 SHRIMP U-Pb 저어콘 연대 측정: 광역변성작용 연령 및 퇴적시기의 제한. 대한지질학회추계학술발표회 초록집, 76.
- 조문섭, 김현철, 2002, 중부 옥천변성대의 변성진화: 최근의 연구결과 논평 및 문제점. 암석학회지, 11, 121-137.
- Adachi, M., and Suzuki, K., 1999, Sedimentation and metamorphism of the Ogcheon Belt in the Korean Peninsula. Annu. Meet. Min. Pet. Econ. Geol. Jpn. (Abstr.) 183.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., 2003, TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. Chemical Geology, 200, 155-170
- Cabanis, B., and Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des procesus de melange et/ou de contamination crustale. C. R. Acad. Sci. Ser. II 309, 2023-2029.
- Chang, E.Z., 1996, Collisional orogene between north and south China and its eastern extension in the Korean Peninsula. J. Southeast Asian Earth Sci., 13, 267-277.
- Chough, S.K., Kwon, S.T., Ree, J.H., and Choi, D.K., 2000, Tectonic and sedimentary evolution of the Korean peninsula: a review and new view. Earth Sci. Rev., 52, 175-235
- Cliff, R.A., Jones, G., Choi, W.C., and Lee, T.J., 1985, Strontium isotopic equilibrium during metamorphism of tillites from the Ogcheon Belt, South Korea. Contrib. Mineral. Petrol., 96, 212-224.
- Cluzel D., 1992, Ordovician bimodal magmatism in the Ogcheon belt(South Korea): intracontinental rift-related volcanic activity. Journal of Southeast Asian Earth Sciences 7, 195-209
- Cluzel, D., Cadet, J.P., and Lapierre, H., 1990, Geodynamics of the Ogcheon belt(South Korea). Tectonophysics, 183, 41-56.
- Cluzel, D., Jolivet, L. and Cadet, J.P., 1991, Early Middle Paleozoic intraplate orogeny in the Ogcheon Belt(South Korea): A new insight on the Paleozoic buildup of East Asia. Tectonics, 10, 1130-1151.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. Canad. J. Earth Sci., 8, 523-548.
- Kang, J.H., 1994, Tectonic Evolution of the Ogcheon Zone as Inferred from the Geological Structures of the Chungju-Jangseonri Area, Korea. J. Sci. Hiroshima Univ., Series C, 10, 11-23.
- Lan, C.Y., Lee, T., Zhou, X.-H., and Kwon, S.-T., 1995, Nd isotopic study of Precambrian basement of South Korea: Evidence for Early Archean crust? Geology, 23, 249-252.
- Lee, D.S., 1987, Geology of Korea. Geol. Soc. Korea, Kyohak-sa, 514p.
- Lee, K.S., and Chang, H.W., 1997, Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic systematics of the Ogcheon amphibolites from the central Ogcheon belt, Korea: implication for the source heterogeneity. Geochem. J., 31, 223-243.
- Lee, K.S., Chang, H.W., and Park, K.H., 1998, Neoproterozoic bimodal volcanism in the central Ogcheon belt, Korea: age and tectonic implication. Precambrian Research, 89, 47-57.

- Li Z.X., Li, X.H., Kinny, P. D., and Wang, J., 1999, The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South Korea? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, 171-181.
- Liu X., 1993, High-P metamorphic belt in central China and its possible eastward extension to Korea. *J. Pet. Soc. Korea* 2, 9-18.
- Liou J.G., Zhang R.Y., and Ernst W.G., 1994, The Triassic Qinling-Dabie collision and Ultrahigh-P metamorphism in East-Central China: Implication for a similar collision in the Korean Peninsula. In 4th IGCP 321 Abstract Volume, 76-77.
- Ludwig, K.R., 1999, User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No.1a, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA, 46p.
- Ludwig, K.R., 2000, SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. No.2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 17p.
- Min. K., and Cho, M., 1998, Metamorphic evolution of the northwestern Ogcheon metamorphic belt, South Korea. *Lithos*, 43, 31-51.
- Pearce, J.A., 1983, Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J.(eds.), *Continental Basalts and mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Ree, J.H., Kwon, S.H., Park, Y., Kwon, S.T., and Park, S.H., 2001, Pre- and post-tectonic emplacements of the granitoids in the central-southern Okchon belt, South Korea: implications for the timing of the strike-slip shearing and thrusting. *Tectonics*, 20, 850-867.
- Reedman, A.J., Fletcher, C.J.N., Evans, R.B., Workman, D.R., Yoon, K.S., Ryu, H.S., Jeong, S.H., and Park, J.N., 1973, The geology of the Hwanggangni Mining District, Republic of Korea. *Rept. Geol. Mineral. Explor., Geol. Min. Inst. Korea*, 1, 1-118.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J.(eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42, 528-548.
- Wetherill, G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages., *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37, 320-326.
- Williams, I.S., 1998, U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I.(eds), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, *Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-345.

(2003년 10월 16일 접수, 2003년 11월 13일 채택)