Research Paper

A Preliminary Study on the Post-magmatic Activities Occurring at the Gonamsan Gabbroic Rocks in the Pocheon Area

Ji-Hyun Lee^{1,2}, Eui-Jun Kim^{1,*}, Dongbok Shin²

¹Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon 34132, Republic of Korea

²Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National University, Gongju 32588, Republic of Korea

*Corresponding author : euijun.kim@kigam.re.kr

ARTICLE INFORMATION

Manuscript received 19 February 2022
Received in revised form 24 February 2022
Manuscript accepted 24 February 2022
Available online 28 February 2022

DOI : <http://dx.doi.org/10.9719/EEG.2022.55.1.77>

Research Highlights

- Post-magmatic intrusions found in the Gonamsan gabbroic rocks occur as gabbroic pegmatite and pyroxene–apatite–zircon rocks.
- The gabbroic pegmatite is discordant with host gabbroic rocks and is associated with Fe–Ti oxide mineralization.
- The structural and textural evidence suggest that the gabbroic pegmatite may form as a result of direct accumulation from Fe-rich melt.

ABSTRACT

The Gonamsan gabbroic complex in the Pocheon area, northwestern region of South Korea consists of a variety types of gabbroic rocks and associated Fe–Ti oxide deposits caused by magmatic differentiation. Post-magmatic intrusions (i.e., gabbroic pegmatite and pyroxene–apatite–zircon rocks) partly intruded into the gabbroic rocks. The gabbroic pegmatite occurs in monzodiorite and oxide gabbro of the complex, intimately and spatially associated with high-grade lenticular Fe–Ti oxide mineralization. The pegmatite can be subdivided into plagioclase–amphibole and pyroxene–olivine pegmatite, in which the contact surface is sharp. The plagioclase–amphibole pegmatite comprises plagioclase and amphibole, with lesser amount of pyroxene, ilmenite, sphene, apatite, and biotite. The pegmatite shows plagioclase–amphibole intergranular texture, in which the open space formed by large plagioclase laths ($An_{2-26}Ab_{72-98}Or_{0-2}$) are infilled by amphibole. The pyroxene–olivine pegmatite is dark gray to black in color and also contains magnetite, ilmenite, spinel, apatite, and calcite as a minor component. The pyroxene ($En_{35-36}Fs_{8-9}Wo_{55}$) and olivine ($Fo_{84-85}Fa_{15-16}$) partly show a poikilitic texture defined by smaller euhedral olivine enclosed by coarser clinopyroxene. Fe–Ti oxide minerals consist mainly of magnetite and ilmenite that are found interstitially to earlier formed silicates. Subsequently, they are encompassed by reaction rim (almost of amphibole and biotite) along the boundary with surrounding silicate minerals. Under the microscope, magnetite contains a lot of oxyexsolved ilmenite (trellis type) and spinel, and thereby is weakly enriched in magnetite-compatible elements such as Ti, Al, Mg, and V. The structure and textures at the contact zone as well as mineralogical disequilibrium between gabbroic pegmatite and the host gabbroic rocks suggest that the pegmatite may form as a result of accumulation from Fe-rich melt (or liquid) that occurred somewhere rather than in situ form from the host gabbroic rock during the magmatic differentiation. Consequently, the preliminary study suggests that further study on the post-magmatic activities can not only help us improve our understanding on magmatic fractionation but also provide critical information on Fe–Ti oxide mineralization in gabbroic rocks resulting from the magmatic differentiation.

Keywords: Gonamsan gabbroic rock complex, post-magmatic activities, gabbroic pegmatite, pyroxene-apatite-zircon rocks, Fe–Ti oxide minerals

Citation: Lee, J.-H., Kim, E.-J., Shin, D. (2022) A Preliminary Study on the Post-magmatic Activities Occurring at the Gonamsan Gabbroic Rocks in the Pocheon Area. Korea Economic and Environmental Geology, v.55, p.77-95, doi:10.9719/EEG2022.55.1.77.

✉ Journal homepage: <http://www.kseeg.org/main.html>

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided original work is properly cited.

pISSN 1225-7281; eISSN 2288-7962/©2022 The KSEEG. Printed by Hanrimwon Publishing Company. All rights reserved.

연구논문

포천지역 고남산 반력암질암 내 발생하는 후기 화성활동에 관한 예비 연구

이지현^{1,2} · 김의준^{1,*} · 신동복²

¹한국지질자원연구원 광물자원연구본부 희소금속광상연구센터

²공주대학교 지질환경과학과

*책임저자 : euijun.kim@kigam.re.kr

요 약

고남산 반력암 복합체는 경기도 포천군 관인면 일대에 분포하고, 마그마 분화과정의 결과 다양한 반력암질 화성암과 Fe-Ti oxide 광화작용으로 구성되며, 후기 화성작용 동안 반력암질 페그마타이트와 휘석-인회석-저어콘 우세 암석들은 다시 반력암질 모암을 관입하고 있다. 반력암질 페그마타이트는 다양한 규모와 형태로 반력암질 모암의 몬조섬록암과 산화물 반력암(oxide gabbro)을 관입하고, 고품위 Fe-Ti oxide 광화작용과 공간적으로 밀접하게 산출한다. 반력암질 페그마타이트는 구성광물에 따라 사장석-각섬석 우세와 휘석-감람석 우세 페그마타이트로 세분되며, 두 암상은 명확한 암상경계를 갖는다. 사장석-각섬석 페그마타이트는 휘석, 티탄철석, 스핀, 인회석, 흑운모가 부수적으로 주 구성광물의 간극을 채운다. 부분적으로 거정의 라스(lath)상 사장석($An_{2-26}Ab_{72-98}Or_{0-2}$) 결정 간 각진 공간을 각섬석이 충전하는 간립상 조직(intergranular texture)을 보인다. 휘석-감람석 페그마타이트는 암회색 내지 흑색을 띠며, 부수적으로 자철석, 티탄철석, 침정석, 방해석, 인회석 등이 함께 산출한다. 휘석($En_{35-36}Fs_{8-9}Wo_{55}$)과 감람석($Fe_{84-85}Fa_{15-16}$)은 부분적으로 세립의 자형 감람석을 거정의 휘석이 에워싸는 포이킬리틱 조직(poikilitic texture)을 보인다. Fe-Ti oxide 광물은 자철석과 티탄철석으로 구성되고, 주로 먼저 형성된 규산염 광물들의 간극을 충전한다. 그 결과로 Fe-Ti oxide 광물들은 주변 규산염광물들과의 경계부를 따라 각섬석과 흑운모로 구성된 반응연(reaction rim)이 발달한다. 자철석은 결정 내 다량의 산화용리(oxyexsolved)된 격자형(trellis type) 티탄철석과 침정석 엽편을 포함하고, 자철석 호정원소인 Ti, Al, Mg, V 등이 농집되어 있다. 반력암질 페그마타이트와 반력암 모암 간 암상경계와 광물학적 비평형은 반력암질 페그마타이트의 형성이 마그마 분화과정 중 반력암 모암으로부터 현 위치에서 직접적으로 형성되기 보다는 Fe-부화 멜트(혹은 용액)로부터 현 위치로 이동 후 집적되었을 것으로 사료된다. 따라서 후기 화성활동의 추가 연구는 반력암질 마그마의 분화과정 뿐 아니라, 마그마 분화과정의 결과로 반력암질 암석 내에 형성된 Fe-Ti oxide 광화작용을 이해하는데 중요한 정보를 제공할 것으로 기대된다.

주요어 : 고남산 반력암 복합체, 후기 화성활동, 반력암질 페그마타이트, 휘석-인회석-저어콘 암석, Fe-Ti oxide 광화작용

1. 서 론

반력암질 페그마타이트는 일반적으로 염기성 심성암 및 반심성암에서 흔히 산출되는 것으로 보고되어 있고, 대표적인 사례로 스마트빌(Smartville) 화성복합체 내 반력암 페그마타이트(Beard and Day, 1986; Beard and Scott, 2018), 부쉬벨트 복합체 내 Mg-더나이트(dunite)와 Fe-부화 초염기성 페그마타이트(Viljoen and Scoon, 1985; Scoon and Mitchell, 2011; Cawthorn *et al.*, 2018), 동부 그린란드 스캐어가드(Skaergaard) 알카리 화성복합체 내 반력암 페그마타이트(Honour, 2019) 등이 있다. 페그마타이트들은 휘석암(pyroxenite), 반력암, 노라이트(norite)의 조성을 가지며, 모 화성암체 내에서 암맥, 파이프, 불연속적인 파드(pod), 불규칙 상(irregular segregation) 등의 형태로 산

출한다(Beard and Day, 1986). 이들 페그마타이트들은 암석학적으로 화성활동의 후기 단계에서 일어나는 일련의 과정들을 이해할 수 있는 중요한 단서를 제시하거나(Honour, 2019), 경제적 측면에서 백금족 원소들의 농집과 관련된 유의미한 정보를 제공한다(Cawthorn and Boerst, 2006; Hanley *et al.*, 2008). 앞서 언급했듯이, 반력암질 페그마타이트의 산출은 흔히 보고되어 있으나, 그것의 형성과정과 기원에 대해서는 여전히 명확하지 않다. 또한 반력암질 페그마타이트는 화강암질 페그마타이트의 형성과 관련된 전통적인 개념과도 많은 차이가 있다. 염기성 페그마타이트의 형성은 다양한 기작(mechanism)으로 설명되어 오고 있으며, 대표적인 형성 기작으로 상당히 분화된 잔류 용액(liquids), 용액 불혼화(liquid immiscibility), 비평형 용융, 파쇄대 내 주입된 입자-멜트 슬러리(slurries) 혹

은 유체(fluids) 등으로 보고되어 있다(Cawthorn *et al.*, 2018).

경기도 포천시 관인면 일대에 분포하는 고남산 화성관입암체 내 배태된 Fe-Ti (-V) 광화작용은 1930년대 일제강점기에 처음 발견된 후, 1959년에 그 소유권이 국가로 귀속되었다. 1969년에 처음으로 광업권이 등록되었으며, 1974년과 1975년에 (주)영풍광업 및 국립지질조사소(현 한국지질자원연구원)에 의해 지표지질조사 및 자력탐사가 수행된 바 있다(Cho and Bang, 1980). 1982년 (주)연천철광에 의해 개발이 시작되었으며, 이후 (주)동원광업과 (주)동원리소스에 의해 운영되었다. (주)삼양리소스는 2016년 광업권을 인수 후, 현재까지 갱내채광 방식으로 연간 약 20만 톤(평균 품위 64.0 wt. % Fe₂O₃, 18.8 wt. % TiO₂)의 철을 생산해오고 있으며, 2020년 기준 확정 매장량은 약 4,600만 톤으로 평가되었다(Samyang Resources, 2021). 최근 들어, 국가 신재생 에너지 산업과 관련된 대용량 에너지 저장기술 관련 바나듐 흐름 전지의 수요가 증대됨에 따라(Hund *et al.*, 2020), 지질학적으로 바나듐의 주요 공급원인 정마그마형 Fe-Ti (-V) 광상에 대한 관심이 높아지고 있다. 특히 관인 Fe-Ti (-V) 광상은 국내에서 유일하게 가행되고 있는 정마그마형 Fe-Ti, V 광상으로, 그 중요성이 더욱 높아지고 있다. 최근 들어, 관인 Fe-Ti (-V) 광상을 대상으로 한 지질조사 수행과정에서 고남산 화성복합체 내 반력암질 페그마타이트의 산출이 확인되었으며, 페그마타이트 내 Fe-Ti (-V) 광화작용이 함께 수반되어, 고남산 화성복합체의 후기 화성활동과 후기 Fe-Ti (-V) 광화작용에 관한 연구의 필요성이 대두된다.

따라서 이번 예비연구에서는 고남산 화성복합체 내 후기 화성활동으로 간주되는 반력암질 페그마타이트와 휘석-저어콘-인회석 우세 암석의 야외 산상, 암석 기재, 전암 지화학 분석 결과를 제시하고, 그 결과를 바탕으로 반력암질 페그마타이트와 모암인 고남산 반력암과의 비교를 통해서 성인적 관련성 및 후기 화성활동의 특성을 파악해보고자 한다.

2. 지 질

연구지역은 조구적으로 임진강대 남동부와 경기육괴 북서부의 경계에 위치한다(Fig. 1a). 연구지역의 기저를 이루는 선캄브리아기 변성퇴적암류(장락층군)는 주로 운모 편암으로 구성되며, 편마암, 대리암 및 규암 등이 일부 협재되어 있다(Fig. 1b). 운모 편암은 판상의 엽리가 우세하고, 국부적으로 소습곡 구조를 보인다. 대리암은 연구지역 남서부와 고남산 화성관입암체 내 중동부에 소

규모 렌즈상으로 산출하며(Fig. 1b), 주향 N10°-20°E과 50°-70°NW 방향으로 경사한다. 규암은 지질도상에 도화되어 있지 않으나 주로 대리암과 함께 산출하며, 고남산 화성암체의 중동부에서 유백색 내지 담회색을 띠고 N20°E의 주향과 경사 30°NW를 갖는다.

고남산 화성관입암체는 선캄브리아기 장락층군 내에 남북 방향으로 분포하고, SHRIMP U-Pb 저어콘 연대측정 결과 관입 시기는 신원생대(873-852 Ma)로 보고된 바 있다(Cho *et al.*, 2005; Lee *et al.*, 2020). 이 화성암체는 기존의 연구자들에 의해 각섬암(Hornblende) (Cho and Bang, 1980; Yum, 1985), 반력암(Jang *et al.*, 1987; Kim *et al.*, 1994a, b), 각섬암(Amphibolite)과 변성 석영몬조니암(Kee *et al.*, 2008) 등으로 구분된 바 있으나, Lee (2021)은 화학 조성과 광물 조합에 따라, 석영 몬조섬록암(서측)과 몬조반력암-몬조섬록암(동측)으로 구분하였다(Fig. 1b).

고남산 화성복합체의 서측에는 선캄브리아기 기반암 상부에 부정합적으로 데본기 연천층군이 놓이며, 연천층군에 속하는 미산층은 주로 변성퇴적암류인 석회질 규산염암(calc-silicate rock)과 변성 사질암으로 구성된다. 이후 중생대 주라기 대보 조산운동 동안 발생한 대보 화강암류와 백악기 화성활동에 의해 형성된 명성산 화강암의 관입이 순차적으로 이루어졌다. 특히, 백악기 명성산 화강암은 고남산 화성관입암체의 북동쪽에서 넓게 접촉하고 있으며, 북서쪽과 서쪽 일대에도 소규모로 분포한다(Fig. 1b). 담홍색 명성산 화강암의 주성분은 K-장석, 사장석, 석영, 흑운모이며, 부 성분은 각섬석, 저어콘, 스피넬(sphene) 등으로 구성된다(Kee *et al.*, 2008). 명성산 화강암의 관입 시기는 112 ± 2 Ma로 보고된 바 있다(Hwang and Khim, 2007).

명성산 화강암의 관입 이후, 백악기 퇴적작용과 화산활동은 고남산 복합체의 북서쪽에 철원분지를 형성하였으며, 이 분지는 연천층군의 변성퇴적암류로 이루어진 기반암 상위에 퇴적암류와 화산암류로 구성된 철원층군으로 채워져 있다. 유문암질의 동막골 응회암은 철원분지 내에 U자형으로 넓게 분포하고(Hwang and Ryu, 2011), 대부분 분급이 불량한 괴상의 화쇄류암으로 구성된다(Kee *et al.*, 2008). 동막골 응회암을 포함하는 대부분의 암상들은 다시 소규모의 암주 또는 암맥의 관입을 받고 있고, 북동 내지 북서 방향으로 발달하는 산성 암맥들이 고남산 화성관입암체와 명성산 화강암을 함께 절단한다(Fig. 1b). 신생대 제4기 전곡 현무암은 한탄강을 따라 분포하고, 현무암 분출 이후 형성된 미고결 세설성 퇴적층은 하천 유역이나 용암 대지 상위에 넓게 분포한다(Fig. 1b).

Fig. 1. a) Simplified tectonostratigraphic map of the southern Korean Peninsula showing the location of the Gonamsan intrusion. b) Geological map of the Gonamsan area showing the gabbroic rocks and attendant Fe-Ti (-V) oxide deposit (after Cho and Bang, 1980). c) Distribution of the major Fe-Ti (-V) oxide mineralization and gabbroic pegmatite in the central-eastern region of the Gonamsan intrusion. d) Simplified log of the drill core (No. BH20-3, BH21-2). Abbreviations: Apt= apatite, GB= Gyeongsan Basin, GM= Gyeonggi Massif, IB= Imjingang Belt, OB= Okcheon Metamorphic Belt, PB= Pyeongnam Basin, Pyx= pyroxene, TB= Taebaeksan Basin, YM= Yeongnam Massif, and Zrn= zircon.

3. 고남산 화성관입암체와 Fe-Ti (-V) oxide 광화작용

고남산 화성관입암체는 고남산을 중심으로 대략 3 km×1.5 km 영역을 점유한다. 앞서 언급했듯이, 지표 지질조사 및 시험시추 결과에 근거할 때, 고남산 화성관입암체의 동측은 섬록암, 몬조섬록암, 몬조반력암 및 산화물 반력암으로 구성되고, 서측은 석영 몬조섬록암으로 구성되

어 있다(Fig. 1b). 몬조섬록암은 주로 각섬석과 사장석으로 이루어져 있고, 소량의 단사회석, 흑운모, 인회석, 티탄철석, 자철석 및 황화광물 등으로 구성되어 있다. 몬조반력암은 용적면에서 몬조섬록암에 비해 적고, 두 암상간의 관계는 명확하지 않다. 몬조반력암은 단사회석과 사장석이 주 구성광물이며, 부수적으로 흑운모, 각섬석, 티탄철석, 자철석 및 황화광물 등을 포함한다. 고남산 화성관입암체 서측에 넓게 분포하는 석영 몬조섬록암은 변성

퇴적암류와 서쪽에서 접하고, 석영 몬조섬록암 내에 불규칙한 형태로 포획된 변성퇴적암이 야외 노두에서 일부 관찰된다(Lee, 2021). 석영 몬조섬록암은 장석(사장석 >> K-장석)과 각섬석(ferrohornblende, ferropargasite)이 우세하고, 소량의 흑운모, 인회석, 석영, 티탄철석 및 휘석으로 구성된다.

Fe-Ti (-V) oxide 광화작용은 대체적으로 화성관입암체의 동측에 집중되어 있고, 이 광화작용은 지역에 따라 규모, 산상, 구성 광물, 광물의 화학 조성 등이 다양하게 나타난다. Fe-Ti (-V) oxide 광화작용은 화성암체의 중부에서 남부로 본광체, 하1갱광체, 본갱광체, 남부광체, 새재광체 및 은장산광체 순으로 분포한다(Figs. 1b, c).

고남산 화성관입암체 내의 중동부에는 운모편암, 대리암, 규암으로 구성된 변성퇴적암류(장락층군의 잔류물로 추정)가 분포하고, 이 변성퇴적암의 내부에 섬록암-몬조섬록암 조성을 갖는 소규모의 화성암과 상대적으로 대규모의 층상 Fe-Ti (-V) oxide 광체(orebody A, B in Fig. 1c)가 분포한다. 변성퇴적암류와 Fe-Ti (-V) oxide 광체는 북동쪽에서 후기 명성산 화강암과 접한다. 변성퇴적암류와 접하는 광체의 외각부와 화성암 내 외각 경계부는 세립의 각섬석으로 구성된 냉각 연변(chilled margin)이 발달하고, 변성암류와 접하는 화성암의 외각 경계부는 장석과 각섬석이 교호하는 엽리가 발달한다(Lee, 2021). 규산염암은 사장석과 각섬석(magnesiohornblende)이 우세하며, 소량의 흑운모, 인회석, 티탄철석 및 자철석과 황화광물로 구성된다. 층상 광체는 주로 함티탄 자철석(titanomagnetite)과 티탄철석으로 구성되며, 감람석(Fe_{40-67}), 각섬석(tschermakite), 침정석 및 황화광물 등이 자철석과 티탄철석의 간극을 채운다(Lee, 2021).

렌즈상 Fe-Ti (-V) oxide 광화작용은 앞서 언급한 변성퇴적암류(Lower and Main orebody in Fig. 1c)와 화성암(South and Saejae orebody in Fig. 1b) 내에 모두 발달한다. 하1갱과 본갱광체는 층상 광체와 비교 시 구성 광물과 화학 조성 등이 유사하다. 그러나 남부광체는 각섬석(pargasite)이 주요 규산염 광물로서 구성 광물에 있어 층상 광체와 차이를 보인다. 저품위 렌즈상 광화작용은 앞서 언급한 변성퇴적암류와의 경계부를 따라 화성암 내부 혹은 동측과 서측 경계부를 따라 동측 내부에 발달한다(Fig. 1c). 이 광화작용의 구성 광물은 단사휘석, 사장석, 티탄철석, 자철석 인회석, 각섬석이며, 부수적으로 흑운모와 녹니석 등으로 구성된다.

산화물 반력암 내에 저품위 Fe-Ti (-V) oxide 광화작용이 확인되며(Figs. 1b, d), 산화물 반력암(층후 -100 m)은 상대적으로 얇은 몬조섬록암과 반복적으로 서로 교호한다(Lee, 2021). 산화물 반력암은 몬조반력암과 유사한

광물 조합을 보이거나, Fe-Ti oxide 광물의 높은 산출 빈도로 인해 몬조반력암과 확연히 구분된다. 이 산화물 반력암은 휘석(단사휘석 >> 사방휘석), 사장석, 감람석(Fe_{15-21} , Lee, 2021), 인회석, 자철석 및 티탄철석으로 구성되고, 각섬석, 흑운모 및 황화광물이 소량으로 함께 산출된다. 다른 유형의 광화작용과 달리 Fe-Ti (-V) oxide 광물들은 규산염 광물(휘석, 감람석)의 간극을 채우는 간극누적(intercumulus)형으로 산출한다. 몬조섬록암은 주 구성광물인 각섬석(ferrohornblende)과 단사휘석이 대부분 각섬석(ferroactinolite)으로 교대되어 암석시편에서 녹색을 띠고, 산화물 반력암은 Fe-Ti (-V) oxide 광물의 함량이 상대적으로 높아 흑색을 띠어 두 암상의 육안상 구별이 용이하다.

4. 분석방법

고남산 화성관입암체 내 분포하는 반력암질 페그마타이트와 휘석-인회석-저어콘 암석을 대상으로 전암분석을 실시하였으며, 분석에 사용된 대표 시료는 총 5개이다. 전암분석은 캐나다 Activation Laboratory Ltd.에 의뢰하여 수행하였으며, 4B와 4B2 패키지가 모두 포함된 4LITHO+4B1 (11+) 분석코드를 이용하여 유도결합 플라즈마 분광분석기(Fusion ICP-OES)와 유도결합 플라즈마 질량분석기(Fusion ICP-MS)로 분석하였다. 4B는 Thermo Jarrell Ash사 ENVIRO II ICP와 Varian Vista 735 ICP를 이용하여 주원소와 일부 미량원소(Ba, Be, Sc, Sr, V, Y, Zr)를 대상으로 분석하였으며, USGS와 CANMET에서 인증된 7개의 내부표준물질을 사용하였다. 4B2는 Perkin Elmer사 ELAN DRC II를 이용해 분석을 진행하였고, 희토류원소와 일부 미량원소를 대상으로 분석이 실시되었다.

광물의 정량분석은 경상대학교 공동실험실습관의 JEOL 사 JXA-8530F PLUS 전계방사 전자현미분석기(field emission electron probe micro-analyzer; FE-EPMA)를 이용하였다. 분석은 가속전압 15.0 kV, 빔 전류 10 nA, 빔 크기 3.0-5.0 μm 의 조건 하에서 실시하였고, 반력암질 페그마타이트와 휘석-인회석-저어콘 암석 내 산출하는 규산염 광물(사장석, 각섬석, 휘석 및 감람석)과 Fe-Ti oxide 광물(자철석, 티탄철석)을 대상으로 분석을 수행하였다.

5. 연구결과

5.1. 반력암질 페그마타이트의 산출

연구지역에서 관찰되는 반력암질 페그마타이트는 몬조섬록암-몬조반력암 내에 남북 내지 북동-남서 방향으로 단속적으로 분포하며(Fig. 1c), 개발 상부갱(221 ML) 갱내

Fig. 2. Photos of gabbroic pegmatite in the Gonamsan intrusion. a) Underground exposure of the gabbroic pegmatite at the Upper Adit (221 mL). b) Blurred boundary between plagioclase–amphibole pegmatite and host monzodiorite. c) Close-up view of sharp boundary between plagioclase–amphibole and pyroxene–olivine pegmatite defined by major mineral. d) Gabbroic pegmatite intersected by drill core (No. BH21–2: 190.1–198.6 m). Abbreviations: Am= amphibole, FeTiOx= Fe–Ti oxide minerals, Ilm= ilmenite, Mag= magnetite, Ol= olivine, Pl= plagioclase, and Pyx= pyroxene.

노출과 2020–2021년 한국지질자원연구원 시험시추를 통해서 확인되었다(Fig. 1d). 탐사 시추를 통해서 확인된 반려암질 페그마타이트는 수 개조가 확인되었고, 최대 45 m의 층후를 갖는다(Fig. 1d). 페그마타이트 내에서는 사장석–각섬석 우세대가 휘석 우세대에 비해 용적면에서 훨씬 우세하다. 개발 상부갱 내에서 관찰되는 반려암질 페그마타이트는 수 m 내외의 폭으로 발달하고, 몬조섬록암과는 광물 결정의 크기와 구성 광물에서 차이를 보이나 두 암상의 경계면은 명확하지 않다(Figs. 2a, b).

주 구성광물 조합에 따라서, 반려암질 페그마타이트는 사장석–각섬석 페그마타이트와 휘석–감람석 페그마타이트로 세분될 수 있다(Fig. 2a). 이 페그마타이트 내에서 휘석–감람석 페그마타이트는 사장석–각섬석 페그마타이트의 내부(Fig. 2a) 또는 주변암과의 경계부(Fig. 2d)에 위치한다. 두 페그마타이트는 구성광물들의 상대적인 함량 차이로 인해 비교적 구분이 용이하지만, 두 암상 간의 경계면은 명확한 암상경계면(Figs. 2a, c) 혹은 점이적 암상 경계를 보인다(Fig. 2d). 전자의 경우, 두 암상의 경계를 따라 사장석–각섬석 페그마타이트 내 장석의 배열로 인지되는 엽리가 발달한다(Fig. 2c).

사장석–각섬석 페그마타이트(GNSUA3A2)는 1–5 mm 크기의 사장석과 각섬석을 주 구성광물로 하며, 부수적으로 티탄철석과 스핀이 주 구성광물의 간극을 채우며 산출한다. 이 페그마타이트는 부분적으로 거정의 라스상 사장석 결정 사이의 각진 공간을 각섬석이 충전하는 간립상 조직을 보이기도 한다(Fig. 3a). 사장석은 부분적으로 견운모와 녹렴석으로 변질되어 있고, 육안으로 각각 우유빛과 연녹빛을 띤다. 사장석 결정($An_{25-26}Ab_{72-73}Or_2$, Table A.1)은 대부분 알바이트 쌍정을 보이거나, 드물게 알바이트–칼스바드 혼합 쌍정이 관찰되기도 한다. 거정의 사장석은 내부에 상대적으로 세립의 사장석이 함께 산출하기도 한다(Fig. 3b). 사장석과 함께 산출하는 각섬석의 일부는 에데나이트(edenite) 조성의 중심부와 이를 에워싸고 있는 파가사이트(pargasite) 조성의 외곽의 발달이 특징적이며, 중심부와 외각부를 이루는 두 각섬석은 각각 0.60–0.61과 0.55 Mg [(Mg)/(Mg + Fe²⁺)]비를 갖는다(Table A.2). 각섬석은 자형 내지 반자형의 스핀 및 티탄철석과 함께 산출하고, 일부 스핀은 티탄철석과 주변 광물의 경계를 따라서 발달하기도 한다(Figs. 3c, d). 또한 거정의 단사휘석 결정 내부에서 티탄철석은 아메바 형태

Fig. 3. Photos of the plagioclase–amphibole pegmatite from the Upper Adit. a) Plagioclase–amphibole pegmatite showing intergranular texture, in which the open space formed by large plagioclase laths are infilled by amphibole. b) Two-sized plagioclase grains consisting of coarser primary plagioclase and inferred recrystallized fine-grained plagioclase. c) The association of amphibole with ilmenite and sphene. Note that the edenite core is rimmed by pargasite. d) Reflectance light of the Fig. 3c. e) Ameboidal-like ilmenite within pyroxene grain, in which ilmenite is parallel to the outline of host clinopyroxene but is perpendicularly distributed inward grain core. Abbreviations: Am= amphibole, An= anorthite, Chl= chlorite, Cpx= clinopyroxene, Cpy= chalcopryite, Ed= edenite, Ep= epidote, Ilm= ilmenite, Pl= Plagioclase, Prg= pargasite, Ser= sericite, and Spn= sphene.

(amoeboid-like)로 결정 격자를 따라서 산출하며, 단사휘석 결정 외각부에서는 결정면에 평행하게 배열한다(Fig. 3e). 이 티탄철석 결정을 포함하는 단사휘석은 부분적으로 각섬석으로 교대되었으며, 사장석 결정과 접촉하는 경계부를 따라 단사휘석 결정 외곽부에 세립의 각섬석으로 구성된 반응연이 발달한다(Fig. 3e).

휘석-감람석 페그마타이트(GNSUA3B)는 암회색 내지 흑색을 띠며, 구성광물은 단사휘석과 감람석 및 부수적으로 자철석, 티탄철석, 침정석, 방해석 및 인회석 등이 함께 산출한다(Figs. 4a–d). 단사휘석($\text{En}_{35-36}\text{Fs}_{8-9}\text{Wo}_{55}$, Table A.3)과 감람석($\text{Fo}_{84-85}\text{Fa}_{15-16}$, Table A.4)은 조립(2–5 mm)의 누적상(cumulus)으로 산출하고, 드물게 휘석과 감람석의 포이킬리틱 조직이 관찰된다. 이 포이킬리틱 조직은 자형 내지 반자형의 상대적으로 세립의 감람석(소

량의 침정석) 결정(chadacryst, $\text{Fo}_{90-91}\text{Fa}_{9-10}$, Table A.4)들이 거정의 휘석 결정(oikocryst, $\text{En}_{39-40}\text{Fs}_{5-6}\text{Wo}_{53-54}$, Table A.3) 내에 포획되어 있다(Fig. 4b). 거정의 휘석 결정 내부에는 이 결정의 격자를 따라 티탄철석 포유물들이 산출하며, 감람석 결정과의 경계부를 따라 보다 세립질로 변화한다(Fig. 4c). 대부분의 감람석은 강하게 파쇄되어 있고, 절리면을 따라 자철석과 사문석 세맥들이 충전한다(Figs. 4d–f). 자철석-사문석 세맥은 감람석의 간극을 채우고 있는 자철석을 절단하거나(Fig. 4e), 자철석과 티탄철석 결정을 에워싸고 있다(Fig. 4f).

자철석은 결정 내 다량의 산화용리된 격자형 티탄철석과 침정석 엽편을 포함한다(Fig. 4g). 티탄철석은 10 μm 내외 길이로 자철석 {111} 결정면을 따라 평행하게 엽편상으로 산출한다. 침정석은 서로 수직으로 교차하며 자

Fig. 4. Photos of the pyroxene-olivine pegmatite in the Upper Adit. a) Handspecimen of pyroxene-olivine pegmatite. b) Poikilitic texture defined by smaller euhedral olivine (minor spinel) enclosed by coarser clinopyroxene. c) Close-up view of clinopyroxene oikocryst containing exsolved ilmenite. d-f) Intensely fractured olivine, filled by Fe-Ti oxide minerals and serpentine, which truncated and encompassed early formed interstitial magnetite and ilmenite. g) Ilmenite and spinel exsolution in host magnetite. h) Granular spinel containing magnetite and ilmenite. Abbreviations: Apt= apatite, Cc= calcite, Fo= forsterite, Spl= spinel, Srp-Mag= Serpentinized magnetite, and others same as in Figs. 2 and 3.

철석의 {100} 결정면에 평행하게 배열되고, 일부 입상의 침정석이 티탄철석 엽편 내부 혹은 가장자리를 따라 산

출하기도 한다. 또한, 침정석은 자철석 및 티탄철석과 함께 단결정으로도 산출하며, 결정 내부는 자철석과 티탄

Fig. 5. Photos of the gabbroic pegmatite intersected by drill core (No. BH20-3). a) Plagioclase- and pyroxene dominant pegmatite. b) Magnetite and ilmenite occurring interstitially in the plagioclase dominant pegmatite. c) Ilmenite and spinel exsolution in host magnetite. Reflectance light. d, e) Pyroxene dominant gabbroic pegmatite and associated interstitial Fe-Ti oxide minerals. Abbreviations: Py= pyrite, Qtz= quartz, and others same as in Figs. 1-3.

철석이 소량 존재한다(Fig. 4h).

시추 코어(No. BH20-3, 21-2)에서 확인된 반려암질 페그마타이트 역시 개발 상부갱에서 노출된 것과 유사하다. 사장석-각섬석 페그마타이트(BH20-3-7)는 주로 사장석과 각섬석으로 구성되고, 소량의 자철석, 티탄철석, 흑운모, 단사휘석 및 저어콘이 함께 산출한다(Fig. 5a). 개발 상부갱에서 노출되어 있는 사장석-각섬석 페그마타이트와 비교할 때, Fe-Ti oxide 광물의 산출 빈도가 상대적으로 높은 페그마타이트(BH20-3-3)도 일부 확인된다. 간극누적의 Fe-Ti oxide 광물들과 주변 사장석 및 단사휘석의 경계부를 따라 세립의 각섬석과 흑운모로 구성된 반응연이 발달한다(Fig. 5b). 자철석은 흔히 티탄철석과 함께 수반되며, 자철석은 격자형의 티탄철석과 침정성 엽편을 포함하지만 티탄철석은 광학적으로 균질하다(Fig. 5c). 휘석 우세 페그마타이트는 주로 단사휘석으로 구성되며, 소량의 사장석, 저어콘, 석영 등이 산출한다(Fig. 5d). 자

철석과 티탄철석은 휘석 결정의 간극을 채우고 있다(Fig. 5e).

5.2. 휘석-인회석-저어콘 암석

휘석-인회석-저어콘 암석 또한 2020-2021년 한국지질자원연구원 탐사시추(No. BH20-3, BH20-1)를 통해서 확인되었으며(Fig. 6), 수십 cm 내외의 두께로 문조섬록암이나 석영 문조섬록암 모두를 절단한다(Figs. 6a, b). 휘석-인회석-저어콘 암석(BH20-3-5)은 석영 문조섬록암과의 경계부를 따라 세립의 각섬석으로 구성된 반응연이 관찰된다(Fig. 6b). 휘석-인회석-저어콘 암석은 부분적으로 엽리가 발달하고, 광물학적으로 휘석($\text{En}_{16-17}\text{Fs}_{38-39}\text{Wo}_{45}$, Table A.3)이 주 구성광물이며, 인회석과 저어콘이 함께 수반된다(Fig. 6c). 인회석은 1 mm 내외의 크기로 주상(prismatic)의 결정으로 산출하고, 함께 산출하는 휘석과 저어콘은 결정 내부에 세립(<200 μm)의 인회석 포유물을 함유하고 있다(Fig. 6d). 저어콘은 자형의 0.5-1 mm

Fig. 6. a–c) Photos of drill core and hand specimen of pyroxene-apatite-zircon-rich rocks. d, e) Photomicrographs of apatite-rich layer (d) and zircon-rich zone (e). Abbreviations: Ab= albite, Aug= augite, and others same as in Figs. 1–3.

크기로 산출하며, 석영과 사장석($An_1Ab_{98}Or_1$, Table A.1)은 저어콘 및 휘석의 간극을 충전한다(Fig. 6e).

5.3. 전암 지화학 분석 결과

반려암질 페그마타이트와 휘석-인회석-저어콘 암석의 전암 지화학 분석 결과는 Table 1에 제시되어 있다. 분석 시료의 수가 제한적이어서 각 암상별 대표성을 가지기 어려우나, 제시한 분석 결과는 암석 기재학적 특성을 잘 반영하고 있다. 그러나 휘석-인회석-저어콘 암석의 경우, 저어콘과 인회석의 산출빈도에 비해 해당 원소들이 함량이 상당히 낮게 분석되었다. 분석 결과, 사장석-각섬석 페그마타이트($n=3$)는 37.9–50.9 wt. % SiO_2 , 3.2–5.4 wt. % TiO_2 , 3.9–12.6 wt. % Al_2O_3 , 3.6–10.4 wt. % Fe_2O_3 , 10.2–21.5 wt. % FeO , 9.1–14.2 wt. % CaO , 2.4–5.9 wt. % MgO , 0.1–1.0 wt. % P_2O_5 함량을 보이며, 휘석-감람석 페그마타이트($n=1$)는 32.7 wt. % SiO_2 , 3.0 wt. % TiO_2 , 14.1 wt. % Al_2O_3 , 7.3 wt. % Fe_2O_3 , 5.9 wt. % FeO , 14.9 wt. % CaO , 15.5 wt. % MgO , 0.1 wt. % P_2O_5 함량을 보인다. 휘석-인회석-저어콘 암석($n=1$)의 주원소 함량은 41.3 wt. % SiO_2 , 0.4 wt. % TiO_2 , 1.5 wt. % Al_2O_3 , 15.9

wt. % FeO , 21.0 wt. % CaO , 3.7 wt. % MgO , 1.0 wt. % P_2O_5 등으로 나타난다.

미량원소 및 희토류 원소들의 함량은 개발 상부갱 갭 내 노출면에서의 페그마타이트(GNSUA3A2)에 비해 시추코어에서 확인된 페그마타이트(BH20–3–3, BH20–3–7)에서 고장력원소(HFSE: High Field Strength Element) (U, Th, Zr, Y, Hf, Ta, Nb)와 희토류 원소들이 월등히 부화된 것을 볼 수 있으며(Table 1), 이는 휘석-인회석-저어콘 암석(BH20–3–5)에서도 유사한 특성을 보인다. 원시 맨틀(Primitive mantle, Sun and McDonough, 1989)로 표준화시킨 미량원소의 거미도표(Spider diagram; Fig. 7a)에서 반려암질 페그마타이트와 휘석-인회석-저어콘 암석은 이들 원소의 함량에 있어 차이를 보이나 부화 및 결핍 양상은 유사하다. 이들 암석은 친석원소(LILE: Large Ion Lithophile Element)인 Sr, K, Ba과 고장력원소인 P, Zr, Hf, Ti 등은 결핍되어 있다.

반려암질 페그마타이트와 휘석-인회석-저어콘 암석 모두 유사한 REE 부화 및 결핍 양상을 보이나, 희토류 함량과 Eu 이상이 두드러진다. 이들 암석들은 높은 경희토류(LREE): 중희토류(HREE) 비($(La/Lu)_N = 7.55–24.30$)를

Table 1. Whole-rock composition of the gabbroic pegmatite and pyroxene-apatite-zircon rock from the Gonamsan intrusion

Rock type	Gabbroic pegmatite			Pyroxene-apatite-zircon rock
	Plagioclase-amphibole Pegmatite		Pyroxene-olivine Pegmatite	
Sample No.	GNSUA3A2	BH20-3-7	BH20-3-3	BH20-3-5
<i>Major oxides (wt. %)</i>				
SiO ₂	43.35	50.90	37.90	41.28
TiO ₂	5.40	3.21	4.39	0.39
Al ₂ O ₃	12.60	6.22	3.90	1.49
Fe ₂ O ₃	3.61	5.15	10.35	0.66
FeO	10.20	14.10	21.50	15.90
MnO	0.18	0.36	0.60	0.53
MgO	5.89	2.40	2.44	3.74
CaO	14.15	9.13	11.99	21.06
Na ₂ O	1.95	2.98	1.20	0.82
K ₂ O	0.49	0.71	0.35	0.08
P ₂ O ₅	0.20	1.02	0.12	1.04
LOI	2.65	1.66	2.49	1.35
Total	100.70	97.83	97.25	88.34
<i>Trace elements (ppm)</i>				
Sc	23.0	18.0	30.0	18.0
V	333.0	315.0	422.0	160.0
Ni	14.0	3.0	9.0	13.0
Cr	< 20.0	< 20.0	30.0	70.0
Co	41.0	24.0	25.0	21.0
Cu	7.0	17.0	43.0	17.0
Zn	94.0	817.0	1730.0	869.0
Ga	16.0	72.0	79.0	40.0
Rb	25.0	27.0	10.0	3.0
Ba	118.0	71.0	36.0	9.0
Sr	774.0	215.0	116.0	231.0
Y	38.0	571.0	527.0	1928.0
Zr	76.0	3961.0	4219.0	4552.0
Nb	22.0	867.0	> 1000.0	57.0
La	90.9	> 2000.0	> 2000.0	1790.0
Ce	163.0	> 3000.0	> 3000.0	> 3000.0
Pr	18.0	817.0	903.0	570.0
Nd	63.3	> 2000.0	> 2000.0	> 2000.0
Sm	12.3	421.0	447.0	616.0
Eu	2.7	9.7	10.0	16.2
Gd	9.4	257.0	258.0	545.0
Tb	1.5	34.9	34.4	89.0
Dy	8.0	170.0	167.0	494.0
Ho	1.5	29.1	29.1	92.4
Er	4.1	75.3	73.3	238.0
Tm	0.5	9.8	9.7	29.4
Yb	2.8	63.9	63.7	168.0
Lu	0.4	10.5	11.1	24.6
Hf	1.9	65.1	88.9	289.0
Ta	1.7	59.1	67.0	2.8
W	3.0	9.0	9.0	3.0
Pb	21.0	31.0	22.0	29.0
Th	10.6	447.0	463.0	123.0
U	0.7	37.9	25.1	54.4
Mg [#]	43.84	18.59	12.37	28.78
(La/Lu) _n	23.01	19.77	18.70	7.55
(Gd/Lu) _n	2.83	3.03	2.87	2.74
(Eu/Eu*) _n	0.76	0.09	0.09	0.08

Mg[#] is equal to 100 × Mg / (Mg + Fe(t)) (molecular proportion).

Fig. 7. a) Primitive mantle normalized multi element diagram of gabbroic pegmatite and pyroxene-zircon-apatite rock. b) Chondrite-normalized REE pattern of gabbroic pegmatite and pyroxene-apatite-zircon rock. The values for primitive mantle and chondrite are from Sun and McDonough (1989).

가지며, 중희토류 함량비($(\text{Gd/Lu})_N = 2.74\text{--}4.55$)은 비교적 편평한 분포를 보인다(Table 1, Fig. 7b). 앞서 언급했듯이, 사장석-각섬석 페그마타이트(BH20-3-3, BH20-3-7)와 휘석-인회석-저어콘 암석은 Eu의 음(-)의 이상($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.08\text{--}0.09$)이 뚜렷하게 나타나지만, 일부 반려암질 페그마타이트(GNSUA3A2, GNSUA3B)는 Eu의 음(-)의 이상($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.75\text{--}0.76$)이 매우 작거나 거의 관찰되지 않는다(Table 1, Fig. 7b).

6. 토 의

6.1. 화강암질과 염기성-초염기성 페그마타이트의 특성

화강암질 페그마타이트의 형성에 관한 Jahns and Burnham (1969)과 Jahns (1982)의 지질모델은 현재까지 널리 수용되고 있으며, 이들 모델에서는 화강암질 페그마타이트가 수성-유체(aqueous-fluids)가 존재하는 상태에서 규산염 멜트로부터 직접적으로 형성되었음을 전제한다. 이들 모델에서, 수성-유체는 물질의 이동을 용이하게 할 뿐 아니라, 결정의 성장 속도를 증가시키는 역할을 한다. 마그마 냉각 과정 동안 형성된 결정의 크기는 결정 성장 초기에 용액이나 멜트로부터 이온들의 규칙적인 배열에 의해 최초로 만들어진 결정핵(crystal nucleus)의 형성 속도와 형성된 핵을 중심으로 한 결정의 성장 속도에 의해 좌우된다(Winkler, 1949; Cashman, 1993; Phelps

et al., 2020). 이때, 상대적으로 빠른 결정 성장 속도에 비해 느린 결정 핵형성(nucleation) 속도는 소수의 결정핵 형성을 야기하고, 결과적으로 일반적인 화성암의 구성 광물 크기와 달리 거정의 광물로 구성된 페그마타이트 조직이 발달한다(Simmons and Webber, 2008; Beard and Scott, 2018). 화강암질 페그마타이트의 형성은 화강암질 멜트의 점도를 낮추고, 원소의 확산 속도를 증가시키는 멜트의 과냉각(undercooling)이 필수적이며(Nabelek *et al.*, 2010), 내부적으로 중력적 분리(gravitational separation)에 의해 하부 Na-부화 애플라이트(aplite)와 상부 K-부화 페그마타이트로 대상(zoning)을 이룬다(Beard and Day, 1986). 광물 단위에서, 장석과 석영이 조직적으로 연정(intergrowth)을 이루는 문상 조직(graphic texture), 결정의 외각(outline) 또는 중심부가 용식된 형태의 골격조직(skeletal texture) 및 강한 방향성을 띠는 조직(uni-directional texture) 등이 발달한다(London 2008, 2009). 모 마그마로부터 화강암질 페그마타이트의 분리 및 이동은 멜트의 분별작용이 증가함에 따라 희유원소들(예: Li, Nb, Ta 등)의 농집이 발생한다(Černý, 1991a, b). 국내에서는 대표적으로 울진, 단양, 무주 등을 중심으로 화강암질 페그마타이트 내 희유금속 광화작용이 보고된 바 있다(Kim and Seo, 1989; Moon and Park, 1994; Kang *et al.*, 2011).

염기성-초염기성 페그마타이트는 화강암질 페그마타이트에 비해 비교적 덜 알려져 있으나, 주로 염기성-초염

기성 화성암 복합체 내 불연속적인 암체로 발달하고 있다. 대표적인 예로 부쉬벨트 복합체(Bushveld Complex)에서 페그마타이트질 더나이트 파이프(Cameron and Desborough, 1964; Scoon and Mitchell, 1994), 스캐어가드 알카리 화성복합체(McBirney and Sonnenthal, 1990; Irvine *et al.*, 2001), 스틸워터(Stillwater) 복합체(Raedeke and McCallum, 1984), 스마트빌 복합체(Beard and Day, 1986) 등이 있다. 화강암질 페그마타이트의 형성 조건과 달리, 염기성-초염기성 조성의 멜트(혹은 용액)은 낮은 SiO_2 함량과 점도로 인해 결정핵의 형성이 용이하므로 등립질 조직으로 발달한다(Bread and Day, 1986). 화강암질 페그마타이트에서 발달하는 내부 대상구조와는 차이가 있으나, 염기성-초염기성 페그마타이트 또한 내부적으로 광물학적 대상이 발달한다(Scoon *et al.*, 2017). 예를 들어, 부쉬벨트 복합체 내 발달하는 Fe-부화 초염기성 페그마타이트는 괴상의 Fe-Ti oxide 광물들로 구성된 중심부를 Fe-부화 더나이트-웨를라이트(wehrite) 또는 휘록암질 페그마타이트 외곽부가 에워싸고 있다(Scoon *et al.*, 2017).

염기성-초염기성 페그마타이트의 형성은 다양한 지질학적 과정과 기작으로 설명되고 있다. 염기성-초염기성 페그마타이트의 형성 기작은 후기 화성작용 단계에서 상당히 분화된 멜트로부터 직접적으로 집적(Viljoen and Scoon, 1985), 유체로 포화된 간극누적 Fe-부화 액상체의 여과 주입(filter-pressed) (Gabbro pegmatite in Duke Island, Irvine, 1974; Skaergaard Complex, McBirney and Noyes, 1979), 반려암질 모암의 subsolidus 교대작용(Cameron and Desborough, 1964; Bow *et al.*, 1982; Scoon *et al.*, 2017) 등을 포함한다. 특히, 염기성-초염기성 페그마타이트 중에서, 부쉬벨트 복합체 내 발달하는 Fe-부화 초염기성 페그마타이트는 Fe와 V의 주요 공급원으로 개발되어 왔다(Scoon *et al.*, 2017).

6.2. 고남산 반려암의 후기 화성활동 특성 및 반려암 모암과의 비교

고남산 반려암의 후기 화성활동은 반려암질 페그마타이트와 휘석-인회석-저어콘 암석으로 산출되고, 고남산 반려암 복합체를 구성하는 몬조섬록암, 몬조반려암, 산화물 반려암 등 다양한 조성의 암상 내에서 발견된다. 특히 반려암질 페그마타이트는 공간을 달리하여 산출하지만, 주 구성광물과 화학조성 및 산출특성 등은 거의 유사하다(Fig. 2). 반려암질 페그마타이트는 반려암 모암의 염리방향과 평행하지만, 휘석-인회석-저어콘 암석은 보다 불규칙하게 반려암 모암을 관입하고 있다. 반려암질 페그마타이트는 주변 모암과의 경계면이 뚜렷하지는 않으나 광물 결정의 크기에 의해 명확히 구분된다(Fig. 2a).

휘석-인회석-저어콘 우세 암석들은 주변 반려암과의 경계부를 따라 세립의 각섬석으로 구성된 반응연(혹은 냉각연변)을 형성하고 있다(Figs. 6a, b). 따라서 후기 화성활동의 산상과 반려암 모암과의 접촉관계는 후기 화성활동이 현 위치에서 반려암 모암의 분화과정에서 직접적으로 형성되기 보다는 이미 형성된 멜트(혹은 용액)가 현재 발달위치로 이동 후 결정화되었음을 지시한다.

반려암질 페그마타이트 내 사장석-각섬석 우세와 휘석-감람석-우세 페그마타이트는 항상 함께 산출한다(Fig. 2). 용적면에서, 사장석-각섬석 우세 페그마타이트는 염기성 광물-우세 페그마타이트에 비해 월등히 우세하고, 사장석-각섬석 페그마타이트와 휘석-감람석-우세 페그마타이트의 내부적 분포 또는 배열은 일정하지 않고 불규칙적이다(Figs. 2a, d). 따라서 반려암질 페그마타이트의 불규칙적 내부 구조는 단순히 앞서 언급한 화강암질 페그마타이트의 용액 불혼화(Na-우세 멜트와 K-우세 용액)나 염기성-초염기성 페그마타이트 내 마그마 분화과정으로 발생하는 내부 누대구조로 설명하기 어렵다. 또한 고남산 반려암 내 페그마타이트는 공간적으로 고품위 Fe-Ti oxide 광화작용과 함께 수반되어(Fig. 2), 부쉬벨트 복합체 내 Fe-부화 초염기성 페그마타이트와 대비될 수 있다. 그러나 고남산 반려암 내 반려암질 페그마타이트와 고품위 Fe-Ti oxide 광화작용의 접촉관계나 상호관계가 Fe-부화 초염기성 페그마타이트의 마그마 분화에 따른 누대구조로 설명되기 어렵다. 따라서 반려암질 페그마타이트의 형성이 Fe-Ti oxide 광화작용과 밀접한 성인적 관련성을 가지는 것으로 판단하기 어렵고, 페그마타이트의 관입을 가능하게 한 공간(예: 구조적 약선대)을 따라 지속적인 후기 화성작용(예: 고품위 Fe-Ti oxide 광화작용) 활동이 진행된 것으로 생각된다.

고남산 반려암 내 산출하는 반려암질 페그마타이트에서 사장석-각섬석의 간립상 조직과 휘석-감람석의 포이킬리틱 조직은 부쉬벨트 복합체의 머렌스키 리프(Merensky Reef) 내 불연속적으로 발달하는 초염기성 페그마타이트(Bristow 1989; Cawthorn *et al.*, 2000; Cawthorn and Boerst, 2006)와 스틸워터 복합체의 J-M 리프(Boudreau, 1999) 내 페그마타이트질암(pegmatoid)에서도 보고되어 있으며, 마그마-용액으로부터 직접적으로 결정의 집적(accumulation)에 의한 것으로 생각된다. 또한 반려암 모암의 등립질 조직은 이를 관입하고 있는 페그마타이트와 차이를 보인다.

이번 예비연구에서 수행한 고남산 반려암 내 반려암질 페그마타이트의 전암 지화학과 광물화학 분석 결과는 페그마타이트의 특성을 대표할 만큼 광물의 분석수가 충분하지 않으나, 페그마타이트 간 일정한 광물조합과 개별 페그마타이트에서 주요 광물들의 기재학적 특성이 유사

하여 이 논의에 사용될 수 있을 것으로 생각된다. 후기 화성작용과 관련된 암상들 간 미량원소와 희토류원소들의 농집 정도는 차이가 있으나, 원시맨틀과의 표준화 양상은 거의 유사하여, 동일 기원 모 마그마로부터 형성되었음을 지시한다. 반려암질 페그마타이트의 미량원소 중 Co (몬조섬록암 평균 70.2 ppm, 산화물 반려암 평균 77.7 ppm, Lee, 2021), V (몬조섬록암 평균 270.9 ppm, 산화물 반려암 평균 174.1 ppm, Lee, 2021) 및 Cr (몬조섬록암 평균 40.6 ppm, 산화물 반려암 평균 29.4 ppm, Lee, 2021)과 같은 MRFE (Mantle rock forming elements) 함량은 반려암 모암에 비해 현저히 낮고, 고장력원소에 해당하는 Zr (몬조섬록암= 88.8 ppm, 산화물 반려암= 100.0 ppm, Lee, 2021), Nb (몬조섬록암= 59.8 ppm, 산화물 반려암= 88.0 ppm, Lee, 2021), Y (몬조섬록암= 50.0 ppm, 산화물 반려암= 72.4 ppm, Lee, 2021), Hf (몬조섬록암= 2.5 ppm, 산화물 반려암= 1.8 ppm, Lee, 2021), Th (몬조섬록암= 2.0 ppm, 산화물 반려암= 1.9 ppm, Lee, 2021)은 모암에 비해 높다. 그러나 반려암질 페그마타이트의 상당 부분을 차지하는 사장석-각섬석 우세 페그마타이트의 $Mg^{\#}$ 는 12.4–43.8(평균 24.9)으로 주변 반려암질 모암인 몬조섬록암(평균 $Mg^{\#}$ = 34.9, Lee, 2021)과 산화물 반려암(평균 $Mg^{\#}$ = 29.1, Lee, 2021)에 비해 상대적으로 낮게 나타났다. 반면에, 휘석-감람석 우세 페그마타이트는 모암에 비해 월등히 높은 $Mg^{\#}$ (68.8)를 보여서, 반려암 모암 중에서 구성광물이 상대적으로 유사한 산화물 반려암 보다 현저히 높은 값을 갖는다. 개별 광물들의 화학조성 분석 결과를 살펴보면, 사장석 $An_{2-26}Ab_{72-98}Or_{0-2}$, 휘석 $Mg^{\#}$ = 25.7–87.0, 감람석 Fo = 84.8–90.6으로 나타났다(Tables A.1–4). 광물화학적으로 반려암질 페그마타이트의 사장석 (An_{2-26})은 모암인 몬조섬록암($An_{33.7-54.0}$), 몬조반려암($An_{30.4-53.5}$), 산화물 반려암의 사장석($An_{25.9-32.9}$)에 비해 보다 분화된 값을 가진다. 반면에, 반려암질 페그마타이트 내 염기성 광물인 휘석, 각섬석, 감람석의 $Mg^{\#}$ 와 Fo 값은 반려암질 모암 내 휘석($Mg^{\#}$ = 34.0–73.7), 각섬석 ($Mg^{\#}$ = 29.6–61.3), 감람석(Fo = 14.5–20.9)에 비해 훨씬 더 원시 값을 갖는다.

6.3. Fe-Ti oxide 광화작용

개발 상부경 내 노출면과 시험시추 결과를 근거할 때, 고품위 Fe-Ti oxide 광화작용은 앞서 언급했듯이 반려암질 페그마타이트와 밀접한 공간적 관련성을 가지지만, 주변 반려암질 페그마타이트와 뚜렷한 암상 경계를 보인다(Fig. 2d). 따라서 Fe-Ti oxide 광화작용과 주변 반려암질 페그마타이트의 성인적 관련성을 논하기는 어렵다. 그러나 반려암질 페그마타이트 또한 Fe-Ti oxide 광물들을 다

량 함유하고 있고, 페그마타이트 내 산출하는 휘석 결정들은 대부분 티탄철석 용리를 함유하고 있어, 반려암질 페그마타이트가 이미 Fe-Ti-부화 멜트(혹은 용액)로부터 형성되었음을 지시한다. 그러나 간극누적형으로 산출하는 Fe-Ti oxide 광물들은 주 구성광물 결정들과의 경계부를 따라 각섬석(소량의 흑운모)을 주 구성광물로 하는 반응연이 흔히 발달한다(Fig. 5b). 이것은 먼저 결정화된 규산염광물과 잔류 Fe-부화 용액 간의 반응과 Fe-부화 용액의 외부 주입에 의한 결과로 고려될 수 있다. Fe-Ti oxide 광물의 주 구성광물은 자철석과 티탄철석이며, 자철석은 결정 내부에 티탄철석과 침정석의 복잡한 용리가 관찰된다. 이와 함께, 자철석은 조성적으로 자철석 결정 내 호정원소들(Ti, Al, Mg, V 등)이 상당히 농집되어 있다. 반면에, 반려암 모암 내에서 산출되는 자철석은 대체적으로 용리조직을 갖지 않고 균질한 특성을 보이고, 위의 자철석 호정원소들의 함량이 이보다 낮다(Lee, 2021). 자철석의 조직적·광물화학적 특성은 마그마 챔버 내에서 상대적으로 고온의 초기 정출단계에서 형성하는 것과 유사하며(Barnes *et al.* 2004), 고납산 반려암 복합체 내 반려암 모암과 불연속적으로 발달하는 Fe-Ti oxide 광체, 소규모 렌즈상 광화작용, 산화물 반려암의 자철석과 상당히 유사하다(Lee, 2021).

7. 결 론

고납산 반려암 복합체 내 후기-화성활동은 다음과 같은 특징을 나타낸다.

1. 후기 화성활동은 반려암질 모암과 불연속적으로 산출하는 Fe-부화 반려암질 페그마타이트와 휘석-인회석-저어콘 우세 암석 등으로 대표된다. 반려암질 페그마타이트는 주변 반려암 모암 내 불연속적으로 수 개조가 관입하고, 다양한 폭(최대 45 m)으로 산출한다. 페그마타이트는 구성광물에 따라 사장석-각섬석과 휘석-감람석 우세 부분으로 세분되며, 용적면에서 전자가 후자에 비해 현저히 우세하다. 전자와 후자의 접촉부는 뚜렷한 경계면을 보이나, 전자 내에 후자의 분포 양상이 일정하지 않아 두 암상 간 관계를 설명하기는 어렵다.

2. 조직적으로, 사장석-각섬석 페그마타이트에서 사장석과 각섬석 간의 간립상 조직과 휘석-감람석 페그마타이트에서 휘석과 감람석의 포이킬리틱 조직을 보인다. 두 페그마타이트에서 산출하는 휘석 결정들은 모두 내부에 티탄철석이 용리되는 것이 확인된다. 자철석과 티탄철석으로 구성된 Fe-Ti oxide 광물들은 주로 규산염광물들의 간극을 충전하고, 주변 규산염광물과의 경계부를 따라 각섬석과 흑운모로 구성된 반응연을 형성하고 있다. 자철

석은 광학적으로 복잡한 내부 용리조직(격자형 티탄철석과 침정석)을 보이나, 티탄철석은 아주 균질한 특성을 보인다.

3. 화학적으로, 사장석-각섬석과 휘석-감람석 페그마타이트는 $Mg^{\#}$ 가 각각 12.4-43.8(평균 24.9)과 68.8로 나타났다. 주요 구성광물들의 조성은 사장석 $An_{2-26}Ab_{72-98}Or_{0-2}$, 휘석 $Mg^{\#} = 25.7-87.0$, 감람석 $For = 84.8-90.6$ 으로 나타났다. 자철석은 조직적으로 티탄철석과 침정석의 복잡한 용리조직을 보이고, 자철석 호정원소인 Ti, Al, Mg, V 등이 부분적으로 농집되어 있다.

고남산 반력암 복합체 내 후기 화성작용에 관한 이번 예비연구는 반력암질 마그마의 분화과정을 이해하는데 도움을 줄 뿐 아니라, 반력암 내 마그마 분화과정과 관련하여 밀접하게 수반되는 Fe-Ti oxide 광화작용을 이해하는데 도움을 줄 수 있을 것으로 기대된다.

사 사

이 논문은 과학기술정보통신부의 재정적 지원으로 수행 중인 한국지질자원연구원의 기본사업인 “국내 바나듐(V) 등 에너지 저장광물 정밀탐사기술 개발 및 부존량 예측(GP2020-007)”과제의 일환으로 수행되었습니다. 논문의 세심한 검토와 건설적 제안을 주신 심사위원님들께 감사의 말씀을 드립니다.

References

- Barnes, S.J., Maier, W.D. and Ashwal, L.D. (2004) Platinum-group element distribution in the Main Zone and Upper Zone of the Bushveld Complex, South Africa. *Chem. Geol.*, v.208, p.293-317. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.04.018>
- Beard, J.S. and Day, H.W. (1986) Origin of gabbro pegmatite in the Smartville intrusive complex, northern Sierra Nevada, California. *Am. Mineral.* v.71, p.1085-1099.
- Beard, J.S. and Scott, S.R. (2018) A Model for the High-temperature Origin and Paradoxical Distribution of Pegmatites in Mafic Plutons, Smartville Complex, California. *J. Petrol.* v.59, p.3-10. doi: 10.1093/petrology/egy015
- Boudreau, A. (1999) Fluid Fluxing of Cumulates: the J-M Reef and Associated Rocks of the Stillwater Complex, Montana. *Journal of Petrology*, v.40, p.755-772. doi: 10.1093/petrology/40.5.755
- Bow, C., Wolfgram, D., Turner, A., Barnes, S., Evans, J., Zdepski, M. and Boudreau, A. (1982) Investigations of the Howland Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis Adit area; stratigraphy, structure, and mineralization. *Econ. Geol.* v.77, p.1481-1492. doi: 10.2113/gsecongeo.77.6.1481
- Bristow, D.M. (1989) The Petrology and Geochemistry of the Lower Critical Zone, Winterveld Chrome Mine-Eastern Bushveld Complex, with Particular Reference to the Disruptive Pegmatoids. Unpublished PhD Thesis, University of Natal, Pietermaritzburg, 305p.
- Cameron, E.N. and Desborough, G.A. (1964) Origin of certain magnetite-bearing pegmatites in the eastern part of the Bushveld complex, South Africa. *Econ. Geol.* v.59, p.197-225. doi: 10.2113/gsecongeo.59.2.197
- Cashman, K.V. (1993) Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.113, p.126-142. doi: 10.1007/BF00320836
- Cawthorn, R.G., Harris, C. and Kruger, F.J. (2000) Discordant ultramafic pegmatoidal pipes in the Bushveld Complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.140, p.119-133. doi: 10.1007/s004100000175
- Cawthorn, R.G. and Boerst, K. (2006) Origin of the Pegmatitic Pyroxenite in the Merensky Unit, Bushveld Complex, South Africa. *J. Petrol.*, v.47, p.1509-1530. doi: 10.1093/petrology/egl017
- Cawthorn, R.G., Latypov, R., Klemm, R. and Vuthuza, A. (2018) Origin of discordant ultramafic pegmatites in the Bushveld Complex from externally-derived magmas. *South African J. Geol.*, v.121, p.287-310. doi: 10.25131/sajg.121.0027
- Černý, P. (1991a) Rare-element granite pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits: *Geoscience Canada*, v.18, p.49-67.
- Černý, P. (1991b) Rare-element granite pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis: *Geoscience Canada*, v.18, p.68-81.
- Cho, J.D. and Bang, K.Y. (1980) A report of the magnetic survey on the titanomagnetite ore bodies of the Mt. Gonam Area. *Korea Research Institute of Geoscience and Mineral Resources*, v.8, p.149-164.
- Cho, D.-L., Kwon, S.-T., Jeon, E.-Y. and Armstrong, R. (2005) SHRIMP U-Pb zircon ages of metamorphic rocks from the Samgot unit, Yeoncheon complex in the Imjingang belt, Korea: Implications for the Phanerozoic tectonics of East Asia [abs.]. In: *Annual Meeting of the Geological Society of America*, 171, 6.
- Hanley, J.J., Mungall, J.E., Pettke, T., Spooner, E.T.C. and Bray, C.J. (2008) Fluid and Halide Melt Inclusions of Magmatic Origin in the Ultramafic and Lower Banded Series, Stillwater Complex, Montana, USA. *J. Petrol.*, v.49, p.1133-1160. doi: 10.1093/petrology/egn020
- Honour, V.C. (2019) Microstructural evolution of silicate immiscible liquids in solidifying ferrobasalts. PhD Thesis, University of Cambridge, 207p. doi: 10.17863/CAM.50738
- Hund, K., La Porta, D., Fabregas, T.P., Laing, T. and Drexhage, J. (2020) Minerals for Climate Action: The Mineral Intensity of the Clean Energy Transition. *International Bank for Reconstruction and Development/The World Bank*. 110p.
- Hwang, J. and Kim, Y. (2007) Geological report of the Jipori sheet (1:50,000). *Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources*, 54p (in Korean with English abstract).
- Hwang, S.K. and Ryu, H.Y. (2011) Volcanic processes of the Cretaceous ignimbrites, Cheolwon Basin: Magmatic processes of the Dongmakgol Tuff. *J. Geo. Soc. Korea*, v.47, p.647-664.
- Irvine, T.N. (1974) Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex Southeastern Alaska. *Geological Society of America*. doi: 10.1130/MEM138
- Irvine, T.N., Andersen, J.C.Ø and Brooks, X.X. (2001) Excursion

- guide to the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq area, east Greenland. International Geological Correlation Project, I.
- Jahns, R.H. and Burnham, C.W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, v.64, p.843-864. doi: 10.2113/gsecongeo.64.8.843
- Jahns, R.H. (1982) Internal evolution of pegmatite bodies: Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, v.8, p.293-327.
- Jang, H.W., Yum, B.W. and Park, N.Y. (1987) Petrochemical Study on the Alkaline Gabbroic Host Rocks of Titaniferous Magnetite Deposits in Gonamsan, Yeoncheon-Gun, South Korea. *Korean Soc. Econ. Environ. Geol.*, v.20, p.85-95.
- Kang, M.W., Kim, J.H. and Choi, J.B. (2011) Occurrence of the Nb-Ta Ore Bodies in Pegmatites, Mujoo. *J. Korean Soc. Miner.* v.24, p.133-143. doi: 10.9727/jmsk.2011.24.2.133
- Kee, W.-S., Lim, S.-B., Kim, H., Kim, B.C., Hwang, S.K., Song, K.-Y. and Kihm, Y.-H. (2008) Geological report of the Yeoncheon Sheet (1:50,000). Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, 83p. (in Korean with English summary)
- Kim, S.Y. and Seo, J.R. (1989) Study on Ta-Nb-Be-Li pegmatites and drilling exploration in Muju, Danyang area. Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, 107p.
- Kim, K.H. and Lee, H.J. (1994a) Geochemistry and K-Ar Age of Gabbroic Rocks in the Konamsan Area of Yonchon Province, South Korea. *Korean Soc. Econ. Environ. Geol.*, v.27, p.29-39.
- Kim, K.H., Lee, H.J. and Chon, H.T. (1994b) Ore genesis of the Yonchon titaniferous iron ore deposits, South Korea. *Korean Soc. Econ. Environ. Geol.* v.27, p.117-130.
- Lee, B.Y., Oh, C.W., Lee, S.H., Seo, J. and Yi, K. (2020) Ages and tectonic settings of the Neoproterozoic igneous rocks in the Gyeonggi Massif of the southern Korean Peninsula and the correlation with the Neoproterozoic igneous rocks in China. *Lithos*, 370-371C, 105625. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105625>
- Lee, J.H. (2021) Iron-Ti (-V) oxide mineralization related to magmatic fractionation of the Gonamsan intrusion in Pocheon, South Korea. MSc Thesis, Kongju National University, 137p.
- London, D. (2008) Pegmatites: Canadian Mineralogist Special Publication, 368p.
- London, D. (2009) The origin of primary textures in granitic pegmatites. *Canadian Mineral*, v.47, p.697-724. doi: 10.3749/canmin.47.4.697
- McBirney, A.R. and Noyes, R.M. (1979) Crystallization and Layering of the Skaergaard Intrusion. *J. Petrol.*, v.20, p.487-554. doi: 10.1093/petrology/20.3.487
- McBirney, A.R. and Sonnenenthal, E.L. (1990) Metasomatic replacement in the Skærgaard Intrusion, East Greenland: Preliminary observations. *Chem. Geol.*, v.88, p.245-260. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90092-L](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90092-L)
- Moon, S.H. and Park, H.I. (1994) Alterations of Granite Gneiss and their Genetic Relationship to Tin Mineralization in the Uljin Area. *Geol. Soc. Korea*, v.4, p.125-139.
- Nabelek, P.I., Whittington, A.G. and Sirbescu, M.-L.C. (2010) The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.160, p.313-325. doi: 10.1007/s00410-009-0479-1
- Phelps, P.R., Lee, C.T.A. and Morton, D.M. (2020) Episodes of fast crystal growth in pegmatites. *Nat Commun*, 11, 4986. doi: 10.1038/s41467-020-18806-w
- Raedeke, L.D. and McCallum, I.S. (1984) Investigations in the Stillwater Complex: Part II. Petrology and Petrogenesis of the Ultramafic Series. *J. Petrol.*, v.25, p.395-420. doi: 10.1093/petrology/25.2.395
- Samyang Resources (2020) Annual Investigation Report of Gwanin-in mine, 151p.
- Scoon, R.N., Costin, G. and Gräbe, P.J. (2017) Geology and Origin of the Vanadiferous Fe-Ti Oxide-rich Kennedy's Vale Discordant Body, Eastern Limb of the Bushveld Complex, South Africa. *South African J. Geol.*, v.120, p.251-270. doi: 10.25131/gssajg.120.2.251
- Scoon, R.N. and Mitchell, A.A. (1994) Discordant Iron-Rich Ultramafic Pegmatites in the Bushveld Complex and their Relationship to Iron-Rich Intercumulus and Residual Liquids. *J. Petrol.*, v.35, p.881-917. doi: 10.1093/petrology/35.4.881
- Scoon, R.N. and Mitchell, A.A. (2011) The principal geological features of the Mooihoek platiniferous dunite pipe, eastern limb of the Bushveld Complex, and similarities with Replaced Merensky Reef at the Amandelbult Mine, South Africa. *South African J. Geol.*, v.114, p.15-40. doi: 10.2113/gssajg.114.1.15
- Simmons, W.B. and Webber, K.L. (2008) Pegmatite Genesis: State of the Art. *European Journal of Mineralogy*, v.20, p.421-438. doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1833
- Stormer, J.C. (1983) The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multi-component iron-titanium oxides. *Am. Mineral*, v.68, p.586-594.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., *Magmatism in Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, p.313-345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Viljoen, M.J. and Scoon, R.N. (1985) The distribution and main geologic features of discordant bodies of iron-rich ultramafic pegmatite in the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, v.80, p.1109-1128. doi: 10.2113/gsecongeo.80.4.1109
- Winkler, H.G.F. (1949) Crystallization of basaltic magma as recorded by variation of crystal-size in dikes. *Mineral. Mag. J. Mineral. Soc.*, v.28, p.557-574. doi: 10.1180/minmag.1949.028.205.04
- Yum, B.W. (1985) Petrochemical Study on the amphibolite and associated Titaniferous Magnetite Deposits Gwanin-myeon, Yeoncheon-Gun, South Korea, Unpublished Msc Thesis, Seoul National University, 68p.

Appendix Table 1. Electron microprobe analysis of plagioclase from the gabbroic pegmatite and pyroxene–apatite–zircon rock

Rock type	Plagioclase–amphibole Pegmatite			Pyroxene–apatite –zircon rock	
Sample No.	GNSUA3A2		BH20–3–3	BH20–3–5	
Point No.	63	64	119	28	29
SiO ₂	61.36	61.57	66.47	67.75	66.82
Al ₂ O ₃	24.00	23.46	20.36	20.23	20.31
FeO	0.00	0.03	0.13	0.12	0.33
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
CaO	5.48	5.39	0.42	0.18	0.21
Na ₂ O	8.26	8.39	11.63	11.49	11.62
K ₂ O	0.29	0.29	0.09	0.09	0.12
SrO	0.63	0.74	0.54	0.46	0.47
Total	100.02	99.88	99.65	100.32	99.89
Cations on the basis of 32 oxygen					
Si	2.74	2.76	2.96	2.98	2.98
Al	1.26	1.24	1.04	1.03	1.03
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.26	0.26	0.02	0.01	0.01
Na	0.72	0.73	0.97	0.96	0.97
K	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01
Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
End-members (%)					
Ab	71.94	72.56	97.55	98.62	98.38
An	26.40	25.78	1.96	0.87	0.97
Or	1.67	1.66	0.49	0.50	0.65

Ab = 100[Na/(Ca + Na + K)], An = 100[Ca/(Ca + Na + K)], and Or = 100[K/(Ca + Na + K)].

Appendix Table 2. Electron microprobe analysis of amphibole from the gabbroic pegmatite and pyroxene–apatite–zircon rock

Rock type	Plagioclase–amphibole Pegmatite				Pyroxene–apatite– zircon rock	
Sample No.	GNSUA3A2				BH20–3–5	
Point No.	59	60	61	62	120	121
SiO ₂	42.26	45.43	44.83	43.94	38.00	38.81
TiO ₂	0.55	0.53	0.45	0.50	0.76	0.56
Al ₂ O ₃	11.20	8.89	8.84	9.87	10.86	10.83
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00
FeO	16.63	16.32	16.28	17.71	30.31	30.51
MnO	0.12	0.09	0.06	0.17	0.38	0.33
MgO	10.67	12.03	12.24	10.45	1.89	2.31
CaO	12.29	12.12	12.06	11.86	10.89	11.21
Na ₂ O	1.99	1.74	1.70	1.65	1.63	1.61
K ₂ O	0.83	0.78	0.69	0.85	2.21	2.08
Total	96.54	97.97	97.16	97.00	96.95	98.24
Cations on the basis of 23 oxygen						
T-sites						
Si	6.40	6.71	6.66	6.60	6.18	6.21
Al(IV)	1.60	1.29	1.34	1.40	1.82	1.79
Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
M 1,2,3 sites						
Al(VI)	0.40	0.26	0.21	0.35	0.27	0.25
Fe ³⁺	0.16	0.21	0.29	0.23	0.29	0.32
Ti	0.06	0.06	0.05	0.06	0.09	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.94	1.80	1.74	1.99	3.83	3.76
Mg	2.41	2.65	2.71	2.34	0.46	0.55
Mn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.05	0.04
Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
M4 site						
Ca	1.99	1.92	1.92	1.91	1.90	1.92
Na(M4)	0.01	0.08	0.08	0.09	0.10	0.08
Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A site						
Na(A)	0.58	0.42	0.41	0.39	0.41	0.42
K	0.16	0.15	0.13	0.16	0.46	0.42
Sum	0.74	0.56	0.54	0.55	0.87	0.84
Mg [#]	55.35	61.18	61.27	60.26	10.00	11.89
Mg [#] = 100[Mg/(Mg + Fe ²⁺)].						

Mg[#] = 100[Mg/(Mg + Fe²⁺)].

Appendix Table 3. Electron microprobe analysis of pyroxene from the gabbroic pegmatite and pyroxene–apatite–zircon rock

Rock type	Plagioclase–amphibole Pegmatite	Pyroxene–olivine Pegmatite					Pyroxene–apatite –zircon rock		
Sample No.	BH–20–3–3	GNSUA3B					BH20–3–5		
Point No.	117	96	97	98	99	100	25	26	27
SiO ₂	49.95	41.73	45.15	42.07	44.59	41.13	50.28	50.99	50.61
TiO ₂	0.06	4.11	3.06	3.75	3.12	4.06	0.02	0.14	0.08
Al ₂ O ₃	0.35	11.43	8.88	11.09	9.42	11.47	0.42	0.42	0.49
FeO	23.04	5.14	3.84	5.51	3.54	5.39	21.57	21.37	22.03
MnO	0.80	0.00	0.08	0.05	0.06	0.09	0.66	0.61	0.55
MgO	4.47	11.75	13.67	11.88	13.33	11.71	5.67	5.42	5.67
CaO	20.17	25.39	25.66	25.38	25.71	25.46	20.52	20.05	20.15
Na ₂ O	1.01	0.02	0.00	0.07	0.00	0.09	0.87	0.93	0.95
Total	99.85	99.56	100.35	99.79	99.76	99.39	100.00	99.92	100.52
Cations on the basis of 6 oxygen									
Si	1.99	1.55	1.66	1.56	1.64	1.53	1.98	1.99	1.98
Ti	0.00	0.12	0.08	0.10	0.09	0.11	0.00	0.00	0.00
Al(IV)	0.01	0.45	0.34	0.44	0.36	0.47	0.02	0.01	0.02
Al(VI)	0.00	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.00	0.01	0.01
Fe	0.77	0.16	0.12	0.17	0.11	0.17	0.71	0.71	0.72
Mn	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
Mg	0.27	0.65	0.75	0.66	0.73	0.65	0.33	0.32	0.33
Ca	0.86	1.01	1.01	1.01	1.02	1.02	0.87	0.86	0.85
Na	0.08	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.07	0.07
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
End-members (%)									
En	13.82	35.74	39.83	35.75	39.41	35.41	17.24	16.86	17.27
Fs	41.36	8.78	6.42	9.38	5.96	9.29	37.93	38.35	38.61
Wo	44.81	55.48	53.75	54.87	54.63	55.30	44.83	44.80	44.13
Mg [#]	25.70	79.09	86.37	79.36	87.03	79.47	31.91	31.14	31.44

En = 100[Mg/(Mg + Fe + Ca)], Fs = 100[Fe/(Mg + Fe + Ca)], Mg[#] = 100[Mg/(Mg + Fe²⁺)], and Wo = 100[Ca/(Mg + Fe + Ca)].

Appendix Table 4. Electron microprobe analysis of olivine from the gabbroic pegmatite

Rock type Sample No. Point No.	Pyroxene-olivine Pegmatite GNSUA3B			
	93	95	104	105
SiO ₂	39.87	39.85	39.15	38.54
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	9.39	10.09	14.27	14.91
MnO	0.26	0.25	0.39	0.25
MgO	50.64	50.24	46.70	46.53
CaO	0.04	0.02	0.08	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.01
NiO	0.02	0.00	0.00	0.00
Total	100.22	100.45	100.60	100.24
Cations on the basis of 32 oxygen				
Si	0.97	0.97	0.97	0.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.19	0.21	0.30	0.31
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.83	1.82	1.72	1.73
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	3.00	3.01	3.00	3.00
End-members (%)				
Fo	90.58	89.88	85.37	84.76
Fa	9.42	10.12	14.63	15.24

Fa = 100[Fe/(Mg + Fe)] and Fo = 100[Mg/(Mg + Fe)].

Appendix Table 5. Electron microprobe analysis of Fe-Ti oxide minerals from the gabbroic pegmatite

Rock type Sample No. Point No.	Plagioclase-amphibole Pegmatite GNSUA3A2			Pyroxene-olivine Pegmatite GNSUA3B		
	58	101	115	103	102	107
TiO ₂	49.88	54.01	50.52	54.30	3.04	1.97
Al ₂ O ₃	0.02	0.08	0.05	0.10	0.88	1.00
F ₂ O ₃	1.68	4.19	0.00	4.82	61.93	61.71
FeO	46.77	34.71	46.71	34.57	32.66	33.71
MnO	0.83	2.07	1.58	1.28	0.24	0.15
MgO	0.27	4.99	0.05	5.38	0.89	0.19
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.04	0.00	0.03	0.05
V ₂ O ₃	0.38	0.22	0.20	0.33	0.15	0.78
Total	99.84	100.27	99.15	100.8	99.84	99.56
Cations on the basis of 4 oxygen (magnetite) and 6 oxygen (ilmenite)						
Ti	1.93	2.04	1.91	2.05	0.09	0.06
Al	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.05
Fe ³⁺	0.20	0.29	0.15	0.16	1.77	1.77
Fe ²⁺	1.81	1.21	1.96	1.38	1.04	1.09
Mn	0.04	0.09	0.07	0.05	0.01	0.01
Mg	0.02	0.37	0.00	0.40	0.05	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Total	4.01	4.01	4.10	4.06	3.01	3.01
Usp (mol.%)					8.63	8.95

Usp (mol. %) was calculated using the model of Stormer (1983).