

# 제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “남극 빅토리아랜드 지역 지각진화 및 행성형성과정 연구” 과제의 위탁연구 “남극 플레이아데스 화산의 지화학 및 화산학적 연구” 과제의 최종보고서로 제출합니다.



2019. 07. 29

(본과제) 총괄연구책임자	:	이 종 익
위탁연구기관명	:	서울대학교 산학협력단
위탁연구책임자	:	박 정 우
위탁참여연구원	:	김 지 혁

## 보고서 초록

위탁연구과제명	남극 플레이아데스 화산의 지화학 및 화산학적 연구				
위탁연구책임자	박정우	해당단계 참여연구원수	2	해당단계 연구비	70,000,000 원
연구기관명 및 소속부서명	서울대학교 산학협력단		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자이내)				보고서 면수	
<ol style="list-style-type: none"> <li>1. 2016년 1월 남극 탐사 일환으로 방문한 플레이아데스 화산 복합체에서 다양한 시료를 성공적으로 채취하였다.</li> <li>2. 채취된 시료를 다양하게 전처리하여 암상을 자세히 기재하고 특성에 따라 다양하게 분류하였다. 이를 근거로 지구화학 성분 분석을 통하여 플레이아데스 화산 복합체의 암석학적, 지구화학적 특성을 파악하였다.</li> <li>3. 분석된 자료를 토대로 플레이아데스 화산 복합체에서 산출하는 화산암류가 소듐과 포타슘 계열 두 종류로 나뉘는 것을 확인하였으며, 이들의 암상 및 성분 차이를 근거로 소듐과 포타슘 계열이 각섬석이 포함된 교대작용을 받은 암석권 맨틀의 서로 다른 부분 용융 정도에 따라 기원한 두 가지 마그마의 산물임을 규명하였다. 또한, 질량 수지 계산을 통해 두 분화 계열의 지구화학적 성분 변화와 육안으로 관찰되는 암상 사이에 밀접한 상관 관계가 있음을 밝혔다.</li> <li>4. 플레이아데스 화산 복합체의 다양한 성분 범위는 북빅토리아랜드의 다양한 화산체의 성분 변화를 대표할 정도로 넓음을 파악하였으며, 향후 북빅토리아랜드 화산암 및 화산재 연구에 중요한 기초자료를 제공해줄 수 있음을 확인하였다.</li> <li>5. 본 연구는 국제 암석학 저널인 Journal of Petrology에 2019년 1월 출판되었으며, 북빅토리아랜드 화산암 탐사를 위한 기초 자료를 제공하였다.</li> </ol>					
색 인 어 (각 5개 이상)	한 글	남극, 북빅토리아랜드, 플레이아데스 화산 복합체, 암석학, 지구화학			
	영 어	Antarctica, Northern Victoria Land, The Pleiades volcanic complex, petrology, geochemistry			

# 요 약 문

## I. 제 목

남극 플레이아데스 화산의 지화학 및 화산학적 연구

## II. 연구개발의 목적 및 필요성

남극 북빅토리아랜드 내륙 화산암류는 널리 묶어 벨버른 화산대로 불린다. 이 벨버른 화산대에서 활화산으로 지목되는 화산은 벨버른, 리트만 및 플레이아데스가 있는데, 이 중 플레이아데스는 가장 넓은 지화학적 성분 범위를 가지며 내륙에 위치해 지각과의 반응 관계를 살필 잠재력이 있다. 그러나 접근성의 문제로 플레이아데스에 대한 연구 결과는 미미한 수준으로 남아 있었다.

본 연구는 플레이아데스 화산의 다양한 화산암 시료를 채취, 암상 기재를 하고 이를 다양한 방법의 지구화학 분석을 적용하여 플레이아데스 화산 복합체를 형성한 마그마가 어떠한 물리화학적 조건에서 기원하였고, 어떠한 암석학적 원리를 따라 다양한 성분을 분출시켰는지를 규명하는 것을 목표로 삼았다.

## III. 연구개발의 내용 및 범위

본 연구는 최대한 다양한 화산암을 플레이아데스로부터 채취하는 것과, 이들의 자세한 암상을 파악하고 분류하는 것, 이들의 주원소, 미량원소, 친석원소의 동위원소비(Sr, Nd, Pb)를 분석하는 것, 주요 반정 광물의 주성분을 파악하는 과정을 포함하며, 이 자료를 토대로 분별 결정 작용의 계산, 주변 암석과의 반응(지각 혼입)의 양상과 강도를 정량적으로 평가하는 것, 마그마의 기원과 진화 과정을 복원하는 것이 주요 내용이다. 이 결과를 토대로 빅토리아랜드 일대에 알려져 있는 화산 생성 원리, 지구조 환경과 비교 분석하는 것까지 진행한다.

## IV. 연구개발결과

플레이아데스 화산복합체의 화산암류 주원소, 미량원소 및 Sr, Nd, Pb 동위원소비를 분석하여 플레이아데스 마그마의 진화 과정과 성인을 해석하였다. 암석기재상의 특징과 전암 성분을 기반으로 플레이아데스 화산암류는 두 가지 분화 계열로 구분할 수 있다. 소듐 계열은 규산염이 불포화되어 있으며 켈슈타이트 반정

이 흔하게 발견된다. 포타슘 계열은 중-알칼리의 규산염이 포화되어 있으며 감람석이 항상 발견되나 켈슈타이트는 나타나지 않는다. 단사회석-용융체 평형을 이용해 측정된 온도-압력 조건은 약 1100-1200°C에 하부지각 깊이 조건(9.1-12.5 kbar)으로 두 계열이 유사하다. 전암 및 광물 주원소 성분을 이용한 물질수지 계산을 통해, 소듐 계열의 분화 양상은 감람석이 사라지고 켈슈타이트가 강하게 분별 결정되는 것이 주요한 요인임을 확인했다. 한편, 포타슘 계열의 분화 과정은 장석, 단사회석, 감람석, 티탄자철석 및 인회석 조합의 분별 결정과 함께 약 10%의 지각 혼염으로 설명된다. 포타슘 계열의 분화된 암석이 갖는 높은  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ( $>0.7035$ )비와 낮은  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $<0.51285$ ) 및  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ( $<19.3$ )비는 지각 혼염을 지지한다. 두 계열의 고철질암 모두에서 높은  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ( $>19.5$ )비와 함께 좁은 범위의  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70313-0.70327)과  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51289-0.51290)비가 나타나며 이는 서남극과 뉴질랜드의 신생대 화산암류에서 보고된 HIMU와 닮은 (HIMU-like) 동위원소비와 일치한다. 이 HIMU와 닮은 동위원소비는, 원시맨틀 값으로 표준화한 전암 미량원소 패턴에서의 양의 Nb 및 음의 K 비이상성과 함께, 플레이아데스 마그마가 각섬석이 포함된 교대작용을 받은 암석권 맨틀로부터 기원했음을 암시한다. 따라서 플레이아데스 하부의 마그마는 암석권 맨틀에 산재하는 수화 광물이 풍부한 맥이 부분 용융을 받은 후 주변 감람암과의 다양한 정도의 반응을 거쳐 형성된 것으로 해석된다. 물이 빈화된 포타슘 계열의 마그마는 물이 상대적으로 풍부한 소듐 계열의 마그마에 비해 주변 맨틀 감람암과의 반응을 더 많이 겪었다. 초기의 차이는 포타슘 계열이 지각 혼염을 겪어 규산염 포화 상태의 알칼리 계열을 따르게 되면서 더 극명해졌다. 위 결과는 국제 암석학 저널인 Journal of Petrology에 2019년 1월 출간되었다.

## V. 연구개발결과의 활용계획

본 연구의 결과는 향후 남극 북빅토리아랜드에 산재된 탐사되지 않은 여러 화산체의 성분 조사 및 성인 연구에 기초 자료로서 활용될 것이다. 또한 플레이아데스에서 확보된 다양한 종류의 시료는 플레이아데스 화산 복합체에 대한 후속 연구에 활용될 것이다. 본 연구를 통해 구축된 여러 기관과의 협력 관계는 후속 연구의 매끄러운 연구 진행에 도움이 될 것으로 기대된다.

# S U M M A R Y

(영 문 요 약 문)

## I. Title

Petrology and geochemistry of The Pleiades, Antarctica

## II. Purpose and Necessity of R&D

Inland volcanoes around Northern Victoria Land are included in the Melbourne volcanic province. Here, three volcanic systems are considered as active: Mt. Melbourne, Mt. Rittmann, and The Pleiades volcanic complex. Among them, The Pleiades volcanic complex locates on the most inland part of the Northern Victoria Land, providing an opportunity to investigate the potential effect of thick crust on the characteristics of the source magma of volcanoes. Also, The Pleiades volcanic rocks cover the most diverse compositional ranges among volcanoes of the Melbourne volcanic province. Only preliminary researches, however, have been available on this volcanic complex, primarily due to the poor accessibility.

This study aims to collect various volcanic samples from The Pleiades, to report detail petrography, and to apply various geochemical analyses on those samples. Those data were used to investigate petrologic conditions of the mantle sources and to provide the mechanism of the evolution of The Pleiades magma composition.

## III. Contents and Extent of R&D

The results of this study includes the detail petrological description for the volcanic samples from The Pleiades volcanic complex, and

various geochemical data (major & trace elements, Sr-Nd-Pb isotopic ratios) of the volcanic rocks, and major elemental compositions of main phenocrysts in the samples. This study also covers the mass balance calculation, quantitative investigation of crust-magma reaction (i.e. crustal assimilation), providing partial melting model of primitive magma. Based on the data above, this study will evaluate the consistency of our model with the provided petrological and tectonic models on the volcanic systems around Antarctica.

#### IV. R&D Results

The magma evolution of The Pleiades, a Quaternary alkalic volcanic complex in Northern Victoria Land (NVL), Antarctica, is investigated using major and trace element, and Sr, Nd, and Pb isotopic data. The volcanic rocks can be subdivided into two distinct magmatic lineages based on petrography and whole-rock compositions: (1) a sodic silica-undersaturated lineage with abundant kaersutite phenocrysts and (2) a potassic and mildly-alkalic, silica-saturated to slightly under-saturated lineage containing olivine phenocrysts but no kaersutite. The pressure-temperature paths estimated by clinopyroxene-liquid thermobarometry are similar in each lineage. Mass-balance calculations using whole-rock and mineral compositions show that kaersutite fractionation without olivine has played a major role in magma differentiation of the sodic lineage whereas the compositional variations of the potassic lineage can be ascribed to fractionation of an assemblage of plagioclase, clinopyroxene, olivine, titanomagnetite, and apatite with about 10% lower crust assimilation. The higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $>0.7035$ ), lower  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $<0.51285$ ) and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $<19.3$ ) ratios of the evolved potassic lavas compared to the mafic lavas support crustal assimilation. The mafic lavas from both lineages are characterized by elevated  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $>19.5$ ) ratios and narrow ranges of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70313–0.70327) and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.51289–0.51290) ratios, which is consistent with a high  $\mu$  (HIMU, where  $\mu = (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{t=0}$ ) like component typical of Cenozoic volcanic rocks in Antarctica and Zealandia. This HIMU-like signature in The Pleiades volcanic rocks, together with elevated Nb concentrations and negative K anomalies in primitive mantle-normalized diagrams, suggests an amphibole-bearing metasomatized lithospheric mantle

source. We suggest the primary magmas of the two lineages were formed by partial melting of metasomatic hydrous veins in the lithospheric mantle with varying degrees of reaction with the surrounding, dry peridotite. The drier potassic magma experienced greater peridotite assimilation relative to the wetter sodic magma. This hypothesis is supported by lower contents of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, and Nb in the mafic potassic lavas compared to the sodic ones. This initial difference was intensified by the crustal assimilation in the potassic magma resulting in the silica-saturated alkalic trend which is distinct from the sodic silica-undersaturated alkalic magma. The result was published in international petrology journal of 'Journal of Petrology' on January, 2019.

#### V. Application Plans of R&D Results

The result of this study will be a valuable addition to the researches on the young volcanism around Antarctica, providing reference data on future studies on the unexplored volcanoes around Northern Victoria Land. Also, the various lava samples achieved from this study will be utilized for the further studies on The Pleiades volcanic complex. The international connection built through this study is expected to aid upcoming studies.

# 목 차

제 1 장 서론 .....	09
제 2 장 국내외 기술개발 현황	
제 1절 국내 기술개발 현황 .....	12
제 2절 국외 기술개발 현황 .....	12
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과	
제 1절 시료 채취 및 분석법 .....	18
제 2절 야외상의 특성 및 암상 기재 .....	22
제 3절 광물 반정 성분 .....	27
제 4절 전암 성분 분석 결과 .....	32
제 5절 플레이아테스 마그마의 성인 분석 .....	42
제 6절 플레이아테스 마그마의 황화물 및 친동성 원소 거동 .....	64
제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도	
제 1절 연구개발목표 달성도 .....	74
제 2절 연구개발을 통한 기대성과 .....	75
제 5 장 연구개발결과의 활용계획 .....	76
제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보 .....	77
제 7 장 참고문헌 .....	78
부록: 전암 성분 분석 결과표 .....	95



## 제 1 장 서론

남극은 이른바 얼음과 불의 땅으로 비유되는데 이는 빙하를 뚫고 분출하는 여러 화산이 있기 때문이다. 남극, 특히 서남극에는 다양한 지역에서 화산 활동이 있어왔는데, 크게 남극 반도, 마리비어드랜드(Marie Byrd Land), 그리고 빅토리아랜드(Victoria Land)로 구성된다. 그 중에서도 빅토리아랜드 화산은 남극횡단산맥(Transantarctic Mountains)을 따라 분포하는 화산을 아우르는 것으로, 다른 두 지역과 달리 화산 활동이 발생하는 원인에 대한 학술적 의견이 가장 분분한 곳으로 남아있다. 더군다나 대부분의 빅토리아랜드 화산 연구는 미국 맥머도 기지가 위치한 로스 섬(Ross Island)과 그 인근의 남빅토리아랜드를 중심으로 발달되어 왔다. 이 때문에 북빅토리아랜드의 화산에 대한 연구는 비교적 미미한 수준이었으나, 최근 남극 연구는 북빅토리아랜드의 화산 활동 원인이 남빅토리아랜드 혹은 로스 섬과는 다를 수 있다고 보고하고 있다(예: Nardini et al., 2009; Rocchi et al., 2005; Shen et al., 2018; Vignaroli et al., 2015).

북빅토리아랜드의 화산은 위치에 따라 크게 두 영역으로 나뉘는데, 할렛 화산대(Hallett volcanic province)와 멜버른 화산대(Melbourne volcanic province)이다. 대부분 해안의 화산암을 포괄하는 할렛 화산대와 달리, 멜버른 화산대는 주로 내륙을 따라 분포하며 이 때문에 보다 다채로운 화산암 성분과 화산 활동 양상이 산재한다(그림 1, Kyle, 1990). 멜버른 화산대를 이루는 화산은 여러 차례의 화산 활동이 누적되어 큰 부피를 차지하는 다섯 개의 주요 화산을 포함한다. 다섯 화산은 각각 멜버른(Melbourne), 오버로드(Overlord), 말타 고원(Malta Plateau), 리트만(Rittmann) 그리고 플레이아데스(The Pleiades)이다. 이외에도 멜버른 화산대에는 크기가 작고 한 두 차례의 분출만을 경험한 단성화산, 즉 용암류, 화산돔, 분석구 등이 널리 분포해 있다. 이 중에서 멜버른 화산을 제외하면, 성분과 분출 양상이 연구되어 있는 화산은 극히 일부에 불과하다.

화산 활동은 마그마에 의해 공급되며, 마그마의 특성은 기원 맨틀 암석의 성분 및 부분 용융 정도와, 이후 마그마가 상승하면서 겪는 다양한 분화(differentiation) 작용을 통해 결정된다. 멜버른 화산대의 경우, 부분 용융에 참여하는 기원암으로서 암석권 맨틀의 중요성이 강조되어 왔으며(예: Nardini et al., 2009; Melchiorre et al., 2011), 부분 용융도 차이도 다양할 것으로 예측되었다(Kyle, 1990). 가장 연구가 많이 진행된 멜버른 화산의 경우, 마그마의 상승에 따른 다양한 정도의 분별 결정과 지각 혼염이 함께 작용하고 있음도 알려져 있다(Faure & Mensing, 2010). 다만, 멜버른 화산의 경우 분화된 화산암류의 종류는 주로 중-알칼리(mildly-alkaline) 계열

의 화산암에 해당되는 뮤저라이트(mugearite), 벤모레아이트(benmoreite) 및 조면암(trachyte) 계통으로 국한되며, 알칼리 함량이 더 높은 암석은 보통 작은 규모의 현무암질암류인 바사나이트(basanite), 테프라이트(tephrite) 등만이 주로 발견된다.

한편, 멜버른 화산대의 몇몇 화산은 매우 젊은 연대 혹은 분기공 활동이 보고되어 있으며, 멜버른, 리트만, 그리고 플레이아데스 화산은 이에 따라 주요 활화산으로 알려져 있다(Bargagli et al., 1996; Esser & Kyle, 2002; Giordano et al., 2012). 이들은 주로 제4기 이내의 기록을 갖는 빙하나 주변 해양 퇴적물 내에 화산재를 퇴적시켜왔기 때문에 그 흔적이 서남극 빙하 시추 코어와 해양 퇴적물 코어에서 보고되어 왔다(Del Carlo et al., 2015; Narcisi et al., 2016). 다양한 코어 자료에서 발견되는 화산재는 층서의 대비와 연대를 측정하는데 무척 유용할 뿐만 아니라, 그 기원지를 추적하여 화산재의 경로와 잠재적 위험도를 평가하는 데도 결정적이다. 그러나 북빅토리아랜드 화산암의 성분상의 특성은 아직 완전히 규명되지 않은 채로 남아있다(Narcisi et al., 2016).

플레이아데스 화산 복합체는 (1) 현생(Holocene)의 분출 기록을 갖는 멜버른 화산대의 활화산 중 하나이며, (2) 멜버른 화산대 중 가장 넓은 성분 범위를 포괄하며 (Kyle, 1990), (3) 다양한 화산재의 기원지 중 하나로 지목되고 있으며, (4) 가장 내륙에 위치하여 암석권 맨틀 및 지각 물질과의 다양한 상호 작용을 검토할 수 있다는 점에서 멜버른 화산대에서 대표성이 있으며, 따라서 연구 가치가 높다. 본 연구는 위와 같은 현황을 근거로 플레이아데스 화산 복합체의 (1) 다양한 화산암 및 광물 성분을 분석하고 (2) 이들의 분화 과정을 추적하며, (3) 마그마의 형성 원리를 유추하는 것을 목표로 삼았다.

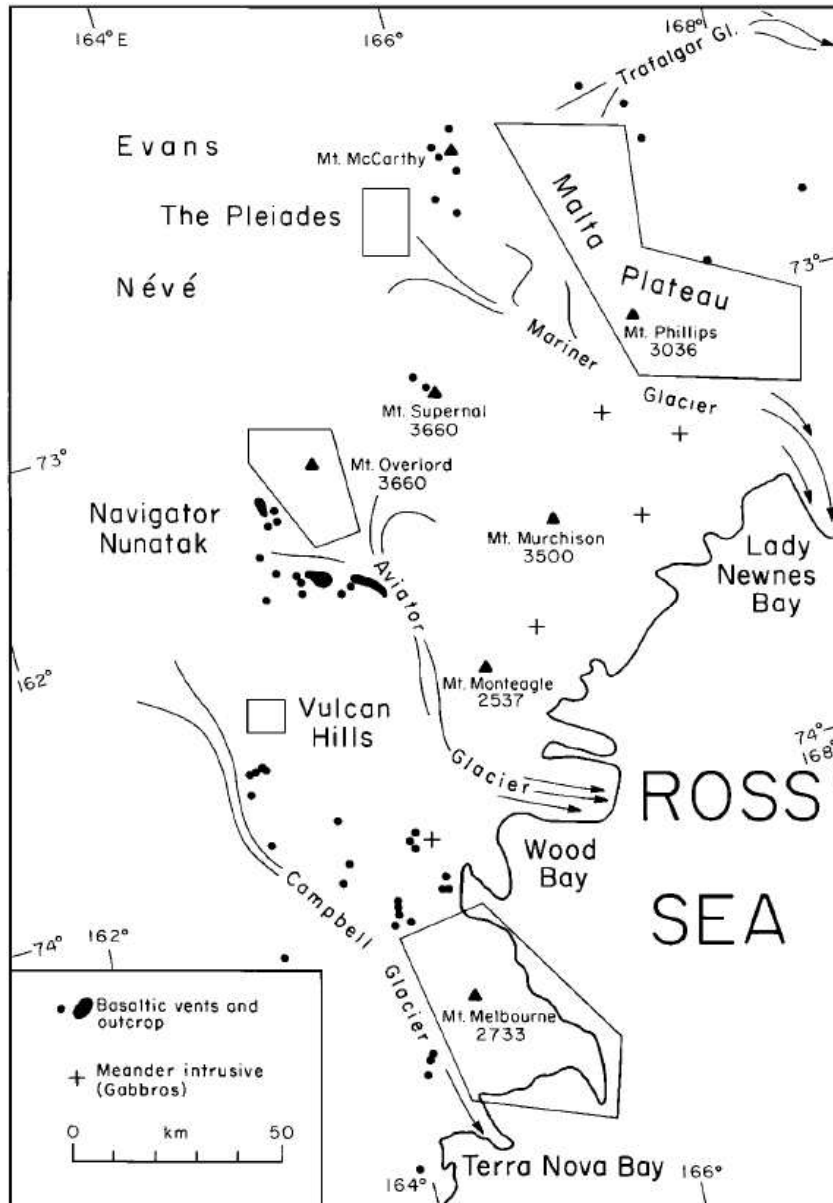


그림 1. 멜버른 화산대의 주요 화산 분포 모식도(Kyle, 1990).

## 제 2 장 국내외 기술개발 현황

### 제 1절 국내 기술개발 현황

국내 연구팀이 멜버른 화산대에 접근하는 것은 장보고 기지가 지어지고 나서 가능해졌다. 이에 따라, 2014년 11월-12월에 첫 번째 화산암 탐사가 이루어졌으며, 지질도에만 보고되어 있는 크고 작은 화산체의 위치와 형태를 대략적으로 파악했다. 이듬해 탐사인 2015년에는 멜버른 화산에서의 분기공 활동을 관측하여 멜버른 화산대가 현재도 화산 활동이 활발한 활화산 지대임을 확인하였다.

이 일련의 탐사를 통해서 멜버른 화산 지대(Mt. Melbourne Volcanic Field)와 인근 로스 해저 현무암질 암석을 성공적으로 채취하였다. 이에 따라, Lee et al. (2015)는 이들의 주원소, 미량원소, Sr, Nd, Pb 동위원소비 및 K-Ar 연대 측정을 통하여 이들이 약 140만 년 이내의 젊은 화산암류임을 보이고, 고철질 화산암류의 동위원소비가 서남극 일대에서 보고되는 HIMU에 근접한 동위원소비를 가지는 유사한 맨틀 성분으로부터 유래한 것임을 보였다. 특히 이 성분 분석을 통해, 멜버른 화산대의 마그마 형성에 암석권 맨틀의 기여가 중요함을 보였으며 약 백 만년 규모 이내에서 마그마 기원암의 특성에 큰 차이가 없이 유지되고 있다는 사실을 파악하였다. 특히, 이 연구는 비교적 시료가 흔치 않은 로스 해 해저 현무암질 화산암류를 분석했다는 점에서 특별하며, 북빅토리아랜드 인근 해저 화산암류 역시 지표의 화산암류와 대체로 유사한 지질학적 과정을 겪어 만들어지고 있음을 확인해주었다.

한편, 북빅토리아랜드 내 지진과 탐사는 지진계 설치가 잘 이루어지지 않아 미미한 실정이었다. 그러나 최근 본격적으로 데이터 수집과 해석이 시작된 남극횡단산맥 지진과 탐사망(TAMNET)과 장보고 기지 지진과 탐사 기기 자료를 종합해 북빅토리아랜드 하부 구조 탐사가 가능해졌다(Hansen et al., 2015; Hansen et al., 2016). 이를 통해 지각 아래의 높은 열과 다양한 지각 두께에 대한 자료가 산출되어, 북빅토리아랜드 화산의 근원지를 추적하는 데 요구되는 지구물리 자료가 제공되기 시작하였다(Brenn et al., 2017).

### 제2절 국외 기술 개발 현황

멜버른 화산대, 특히 플레이아데스 화산 복합체에 대한 가장 이른 화산암 탐사 및 연구는 1966-1967년 남 뉴질랜드 지질조사 탐사(Southern New Zealand Geological

Survey Expedition)의 일환으로 이루어졌다. 이후 1970년대에서 1980년대에 걸친 미국 연구팀의 북빅토리아랜드 화산암 탐사를 통해 플레이아데스 화산에 대한 추가적인 암석학적 연구가 보고되었다. 그러나 플레이아데스 화산 복합체에 대한 자세한 연구는 2002년 연대 측정 연구 이후로는 진척이 없었다. 여기서는 화산의 성인을 이해하기 위해 요구되는 (1) 기반암의 특성, (2) 북빅토리아랜드의 최근 지구조 환경, (3) 플레이아데스 화산 복합체에 대한 사전 연구를 정리하였다.

## 1. 북빅토리아랜드의 기반암류

북빅토리아랜드는 크게 윌슨(Wilson), 바우어(Bower), 로버슨베이(Robertson Bay) 세 지괴(terrane)로 나뉜다(Federico et al., 2006, 그림 3). 가장 내륙 동남극과 인접한 지괴는 윌슨 지괴로서, 장보고 기지가 이 지괴 위에 지어져 있다. 기반암에 대한 여러 탐사를 통해 세 지괴에 대한 암상은 대략적으로 알려져 있다(Cooper et al., 1983; Palmeri, 1997; Hanjes-Kunst & Schüssler, 2003). 윌슨 지괴에서는 이질(pelitic) 편암이나 편마암, 혼성암과 같은 변성암류가 기반암으로 흔히 발견된다. 한편 바우어 지괴는 북서-남동 방향의 랜터만(Lanterman) 단층으로 윌슨 지괴와 구분되며 주로 변성퇴적암이 분포하지만, 에클로자이트와 같은 고변성암이 함께 보고된다. 윌슨 지괴의 북동 경계를 정의하는 단층은 리프이어(Leap Year) 단층으로, 이를 경계로 로버슨베이 지괴가 맞닿아 있다. 로버슨베이 지괴에는 해양 기원의 퇴적암이 많이 보고되어 있다. 플레이아데스 화산 복합체가 위치해 있는 곳은 바우어 지괴이지만, 플레이아데스 화산 남단 근처에 랜터만 단층이 존재할 것이라고 추측되고 있다.

위 기반암들은 로스 조산 운동(Ross Orogeny)의 결과로 동남극에 들러붙은 것으로 알려져 있으며, 이 조산 운동 당시에 관입한 여러 화강암류가 보고되어 있다. 이들은 함께 묶여 그래닛 하버 관입암 복합체(Granite Harbour Intrusive Complex, GHIC)라고 알려져 있으며, 윌슨 및 바우어 지괴에서 발견된다(Armienti et al., 1990). 한편, 보다 젊은 연대(테본기)에 관입한 관입암류는 어드미럴티 관입암류(Admiralty Intrusives)라고 하는데, 로버슨베이 및 바우어 지괴에서 보고되고 있다(Weaver et al., 1984).

## 2. 북빅토리아랜드의 지구조 환경

고생대에 발달했던 북빅토리아랜드 기반암은 이후 후기 백악기부터 시작된 열곡대

의 영향을 받게 된다(Elliot, 2013). 이는 서남극 전체를 관통하는 서남극열곡대(West Antarctic Rift System, WARS)로 불리며 로스 해를 비롯한 얇은 지각(~ 20 km)을 지닌 여러 분지를 발달시켜 남극 대륙의 약 40 km 두께의 두꺼운 지각과의 확연한 지형적 차이를 만들었다(Chaput et al., 2014; Decesari et al., 2007; Elliot, 2013; Hansen et al., 2016). 서남극열곡대의 활동은 특히 열곡대의 ‘어깨(shoulder)’로서 남극횡단산맥의 융기를 야기했다고 간주된다(Behrendt, 1999). 최근 설치된 TAMNET을 통한 지진과 자료는 빅토리아랜드의 지각이 열적 부력으로 지탱되는 저속도 맨틀층이 존재함을 확인하였고, 이 층은 열곡대와 연계된 부분 용융의 증거로 해석되었다(Graw et al., 2016; Hansen et al., 2016; Brenn et al., 2017).

서남극열곡대는 남극횡단산맥이 가장 큰 규모의 경계라고 알려져 있으며, 한쪽으로는 로스 해 전체를 포함하며, 나머지 끝단은 남극 반도 남단 인근까지 이어진다(그림 2). 남극횡단산맥과 반대편에 놓인 열곡대 경계는 흔히 마리비어드랜드의 남단으로 알려져 있으나, 이 구조는 현재 다소 불확실한 상태로 남아 있다(LeMasurier, 2007).

서남극열곡대의 형성은 백악기 말엽이 시작이라고 알려져 있으나(Elliot, 2013), 열곡대와 연계된 화산 활동은 신생대에 시작한 것으로 추정되는데, 마리비어드랜드에서는 약 3400만 년 전부터, 북빅토리아랜드에서는 약 4800만 년 전부터 시작되었다고 보고되어 있다(Rocchi et al., 2002; Rocchi et al., 2006). 로스 해 아래에도 다양한 열곡 분지들이 발달해 있으며(Decesari et al., 2007), 최근 연구 결과에 따르면 서남극열곡대 해저 분지 아래에도 다량의 화산체가 분포하고 있다(van Wyk de Vries et al., 2018). 지표상에서 채취된 화산암류와 해저 퇴적암 층서 자료, 빙하 시추 코어 상의 자료는 모두 뿔뿔히 화산대가 마이오세에서 홀로세까지 활발하게 화산 활동이 있었음을 지시한다(Kyle, 1990; Arminetti & Baroni, 1999; Narcisi et al., 2012; Del Carlo et al., 2015).

같은 열곡대 환경으로 받아들여지고 있음에도 불구하고, 각 지역마다 마그마의 형성 원리는 의견이 분분하다. 마리비어드랜드는 부풀어오른 지형과, HIMU에 근접한 강한 동위원소 특성, 지진과 탐사를 통해 맨틀 플룸의 영향을 받고 있다고 받아들여지고 있다(Schroeder et al., 2014; Sieminski et al., 2003; Winberry & Anandakrishnan, 2004). 로스 섬의 화산 활동 역시 맨틀 플룸에 의한 것이라는 주장이 있으나(Kyle, 1990) 열점에 수반되는 대규모 화산암 구조(large igneous province & hotspot track) 등이 발견되지 않는다는 특성 때문에 완전히 받아들여지지 않은 채로 남아있다. 한편, 북빅토리아랜드 일대에는 화성 활동의 성인이 플룸과는 관련이 없다는 주장이 더 많다. Rocchi et al. (2005)는 과거 로스 조산대에 의

해 발달한 다양한 규모의 단층대가 재활동되면서 어긋난 열곡이 발생하고, 이를 통해서 북빅토리아랜드에 국지적이고 산발적인 화산 활동이 일어났다고 주장하였다. 이는 특히 야외의 구조지질학적 증거를 통한 것으로, 인장력의 근원으로는 오스트레일리아 대륙과 남극 대륙 사이의 해령으로부터 이어지는 파쇄대가 지목되었다(Rocchi et al., 2002, 2005; Storti et al., 2006, 2007, 2008; Vignaroli et al., 2015). 이러한 인장력이 우세한 환경에서, 로스 해를 따라 흐르는 연약권 맨틀의 흐름은 두꺼운 남극횡단산맥의 암석권 맨틀을 가열하여 암석권 맨틀이 부분 용융을 겪을 수 있다고 해석된다(Nardini et al., 2009; Panter et al., 2018). 특히 최근의 지진과 탐사를 통해 북빅토리아랜드 하부의 열적 비이상성의 깊이가 300 킬로미터를 넘지 않는다는 사실을 지적하였으며(Hansen et al., 2014), 남빅토리아랜드에서는 열적 비이상성 하부의 저온 지대를 찾아 암석권의 침하를 통한 연약권 침투 모델을 제시했다(Shen et al., 2018).

### 3. 플레이아데스 화산 복합체의 특성

플레이아데스 화산 복합체는 멜버른 화산대에 포함되며, 멜버른 화산대는 할렛, 에레부스(Erebus) 화산대와 함께 남극횡단산맥의 화산군, 즉 맥머도 화산군(McMurdo Volcanic Group)으로 분류되어 있다(Kyle, 1990). 가장 초창기 탐사를 통해 멜버른, 오버로드, 플레이아데스 화산체와 이를 잇는 큰 띠를 따라 작은 화산체들이 다수 분포하고 있음이 보고되었는데(Nathan & Schulte, 1968), 플레이아데스는 그 중에서도 가장 내륙에 인접해 있다(그림 1). 플레이아데스 화산 복합체는 에반스 네베라고 불리는 얼음에 둘러싸여 있으며, 에반스 네베 일대에서 발견되는 다양한 기반암 성분 위에 퇴적된 구조로 받아들여지고 있다. 이 기반암 성분으로는 GHIC, 어드미럴티 관입암류, 중생대 페라르(Ferrar) 쏠레아이트질 화성암류, 윌슨 및 바우어 지괴의 기반암류와 퇴적암류가 널리 포함된다.

플레이아데스 화산 복합체는 남북 길이 약 12 킬로미터 정도 규모 내에 여러 화산체가 산재되어 있다(그림 2). 지질 조사는 1960년대에 처음 이뤄졌지만, 이후 1970-1980년대 미국 연구팀의 조사를 통해 보다 구체적으로 진행되었다. 가장 큰 구조는 남쪽에 위치한 성층화산으로, 약 세 개의 분화구가 이곳에 위치해 있으며, 가장 높은 봉우리는 플리오니(Mt. Pleiones)와 아틀라스(Mt. Atlas)로서 얼음 표면 위 약 500 m 높이로 솟아 있다. 한편, 더 작은 분석구와 화산돔이 북북동 방향으로 흩어져 있는데, 성층화산 분화구 세 개를 제외하고(C1~C3) 약 9개의 추가적인 분화구에 번호가 부여되어 있으며(C4~C12), 분화구 1개와 분석구 1개에는 각각 알시오

네(Alcyone)와 타유게테(Taygete)라는 고유명이 부여되어 있다(그림 2, Kyle 1982). 또한, 가장 초기 조사 당시부터, 빙하에 의해 크게 침식되지 않은 화산 지형의 특성을 통해 플레이아데스 화산의 활동 시기가 제4기의 매우 젊은 것임을 예측했다(Nathan & Schulte, 1968; Riddolls & Hancox, 1968). 처음으로 보고된 K-Ar 연대는 플레이아데스 화산암류가 약 14만 년 이내의 젊은 암석들임을 확인하였으며(Armstrong, 1978), 이후 보다 정밀한  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  연대 측정법을 통해 플레이아데스 화산암류 대부분은 100만 년 이내의 화산암으로 구성되며 1만 년 이내( $6\pm 6$  ka,  $2\sigma$ )의 것도 있음을 확인하였다(Esser & Kyle, 2002).

또한 보다 다양한 암상 및 성분 조사를 통하여 플레이아데스 화산 복합체가 두 개의 분화 계열이 공존하고 있음을 파악하여 이를 소듐 계열(sodic lineage)과 중-포타슘 계열(mildly-potassic lineage)로 나누었다(Kyle & Rankin, 1976). 플레이아데스 화산암류의 성분 분포는 규산염이 조금 불포화된 중-알칼리(mildly-alkaline)를 따르는 중-포타슘 계열에서 하와이아이트(hawaiite)에서 조면암에 이르는 범위를 보이고, 알칼리 함량이 더 높고 규산염 불포화 상태인 소듐 계열에서 바사나이트에서 향암에 이르는 범위를 보인다고 보고되었다(Kyle, 1982). Kyle (1982)에 따르면, 이 두 분화 계열 중 소듐 계열은 전체의 극히 일부만을 차지할 뿐, 플레이아데스 화산 복합체 대부분의 부피는 중-포타슘 계열이 차지하고 있다.

극지연구소



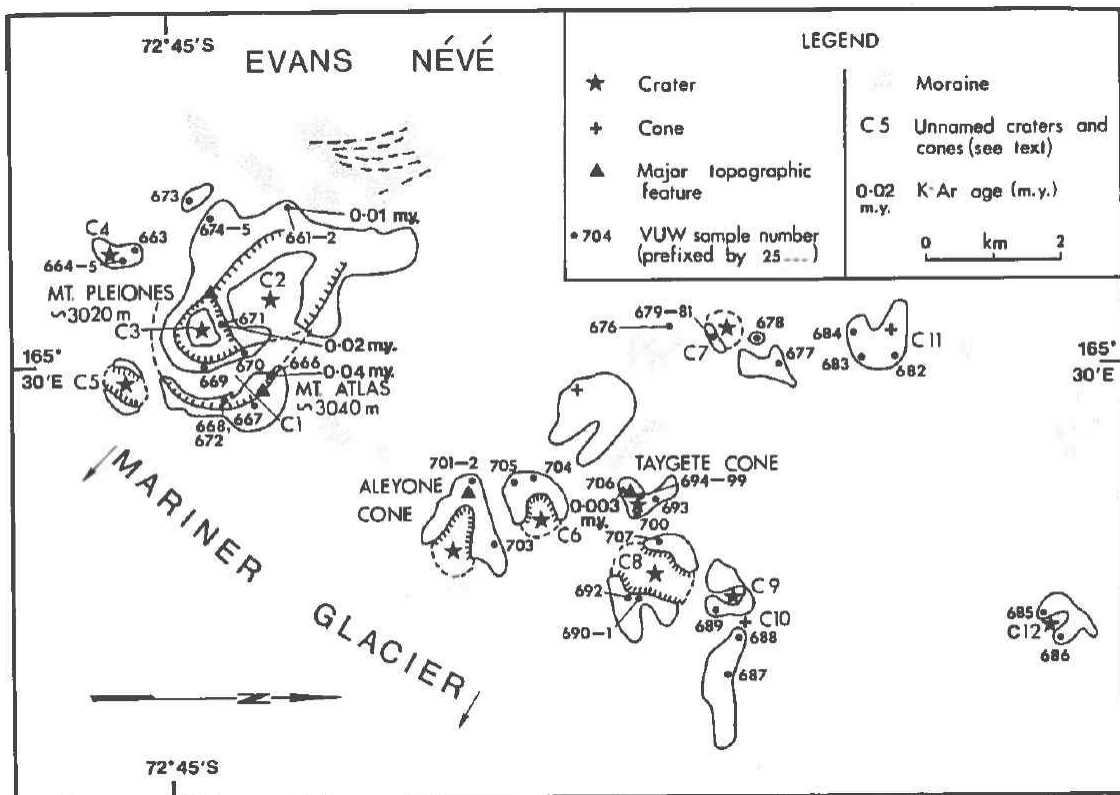


그림 2. Kyle (1982)에서 제시한 플레이아테스 화산 복합체의 대략적 구조.

## 제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

### 제 1절 시료 채취 및 분석법

국내 연구팀의 플레이아데스 화산 복합체 탐사는 2014년 12월, 2016년 1월로, 총 2회에 걸쳐 수행되었다. 두 번의 탐사를 통해 플레이아데스 화산 복합체의 다양한 지역에 방문하여 약 100종의 다양한 암상의 암석을 채취하였는데(그림 3), 본 연구에서는 이들이 플레이아데스 화산암류의 다양한 암상 변화를 대표한다고 간주하였다. 플레이아데스 화산 복합체 대부분의 분화구는 다양한 물리적 풍화에 의해 지표상의 암편들로 덮여 있어 층서적 접근이 불가능하기에, 암상간의 선후 관계는 파악이 어려웠다. 특히, 화산암뿐만 아니라 플레이아데스 화산 복합체에서 발견되는 다양한 종류의 포획암을 함께 채취하였다.

가장 먼저 진행된 것은 화산암을 선별하여 박편을 제작하고 그것의 암상을 기재하는 것이었다. 필요한 경우, 디지털화된 박편 이미지를 통해 반정과 석기 간의 부피비를 계산하였다. 연구 목적은 플레이아데스의 가장 명료한 화산암 암상 성인을 해석하는 것이었기 때문에, 변질을 받았거나 마그마 간의 혼합 조직(mingling texture)이 발견되는 시료의 경우 이후 지구화학 성분 분석 대상에서 제외하였다. 위 과정을 통해 선별된 신선한 화산암류는 파쇄한 뒤 텅스텐 카바이드 분쇄기를 활용하여 가루 시료를 확보하였다.

지화학 분석에 활용된 암석은 화산암 67점, 화강섬록암질 포획암 2점(K16012407-2, K16012422-3), 월슨 지괴 혼성암 1점과 월슨 지괴 GHIC 시료 1점을 포함한다.

플레이아데스 화산 복합체가 포획하고 있는 심성암류에는 매우 다양한 암상이 포함될 수 있었기에, 화강섬록암질 포획암 2점은 저어콘을 분리하고, 한국기초과학지원연구원(KBSI)에 설치된 고분해능 이차이온 질량분석기(Sensitive High Resolution Ion Micro-Probe, SHRIMP)를 이용한 저어콘 내 우라늄-납 정밀연대측정을 수행하였다. 저어콘 내부 조직은 후방산란 전자(backscatter electron, BSE) 이미지와 음극발광(cathodoluminescence, CL) 이미지를 통해 확인하였다. 이를 위해 한국기초과학지원연구원에 설치된 JEOL JSM-6610LV 주사전자현미경(scanning electron microscope, SEM)을 활용하였다. 한편, SHRIMP 분석은 일차 산소 이온빔(primary  $O^+$  beam)을 이용하였고, 3-5 nA의  $\sim 25 \mu m$  조건으로 분석하였다.

시료들의 주원소 성분은 극지연구소에 설치된 4kW Rh 양극 Super Sharp X-ray Tube (PW2592)를 갖춘 PANalytical Axios Max wavelength dispersive X-선 형광

분석(X-ray fluorescence, XRF) 기기를 이용하였다. 이를 위해 건조된 분말 시료를 사봉산 리튬( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ )과 브롬화 리튬( $\text{LiBr}$ )에 혼합한 뒤 용융시켜 유리로 제작하였다. 휘발성 성분 검출(loss on ignition, LOI)은 분취한 시료를 1000도로 가열하여 무게 차이를 통해 측정하였다.

미량 원소 측정은 극지연구소 유도결합 플라즈마 질량분석기(inductively coupled plasma mass spectrometer, ICPMS; Perkin-Elmer SCIEX Elan 6100 & iCAP Q)를 이용하였다. 암석 분말 시료 약 20 mg을 불산-질산 수용액( $\text{HF-HNO}_3$  solution)에 녹여 2% 질산 수용액에 희석하였다. 분석상의 정확도와 정밀도는 함께 전처리를 진행한 표준 시료 BCR-2를 함께 분석함으로써 확인하였다. 이를 통해 분석한 원소 함량의 정확도는 Jochum et al. (2005)에서 보고한 추천값에 대해 최대 12% 이내로 맞아떨어지며, 이트륨과 납의 경우 17% 이내에서 일치하였다.

스트론튬, 네오디뮴, 납 동위원소비 측정을 위한 전처리는 Lee et al. (2015)의 분석법을 따라 진행하였다. 신선함 암석 조각(1-2 mm)들을  $70^\circ\text{C}$  2N HCl에서 약 10정도 침출시킨 뒤 증류수로 수차례 씻어 오염원을 제거하였다. 이후 마노 분쇄기(agate mill)를 이용하여 분말화한 뒤  $120^\circ\text{C}$  조건에서 고농도  $\text{HF-HClO}_4$  수용액으로 3일에 걸쳐 용해시켰다. 대부분의 시료는 50 mg을 녹였으나, 납 농도가 높은(>15 ppm) 일부 시료(향암, 조면암, 화강섬록암 등)는 30 mg을 용해시켰다. 양이온 교환수지를 이용한 컬럼 분리를 통해 각 원소를 수집하였는데, 납을 위해서는 0.5 mL 컬럼 부피의 Ag1 x8, 100-200 mesh resin을 사용하였으며 용액은 브로민산( $\text{HBr}$ )을 활용하여 납을 분리한 뒤 6N 염산( $\text{HCl}$ )으로 수집하였다. 스트론튬은 희토류원소 용액으로부터 Biorad AG50W-X8 (4 mL 컬럼 부피, 100-200 mesh) resin을 이용하여 분리하였고, 네오디뮴은 Biorad AG50W-X8 (0.7 컬럼 부피, 200-400 mesh) resin과 0.22M 알파 하이드로이소뷰테릭산(alpha hydroxyisobutyric acid,  $\alpha$ -HIBA)을 활용하여 분리하였다.

이후 Sr-Nd-Pb 동위원소비의 측정은 극지연구소의 열이온화질량분석기(thermal ionization mass spectrometer, TIMS, Thermo Finnigan, TRITON)를 이용하였다. 스트론튬과 네오디뮴의 값은  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ ,  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 로 표준화하여 보정하였다. 표준 시료 NBS 987과 JNdi-1의 반복 분석은  $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.7102711\pm 6$  (N=15,  $2\sigma$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512105\pm 2$  (N=15,  $2\sigma$ )의 결과를 도출하였다. 납 동위원소는 Southampton-Brest-Lead 207-204 (SBL74) 수용액을 활용한 더블-스파이크 기법을 통해 계산되었으며 반복 표준 시료 NBS981 분석을 통해  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.941\pm 0.002$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.497\pm 0.002$  및  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.724\pm 0.006$  (N=17,  $2\sigma$ ) 값을 획득하였다. 각 동위원소의 블랭크는 모두 100 pg 미만으로 시료의 농도에 비해 미미한 수준이

었다.

플레이아데스 화산암류 내 광물의 주성분 분석은 극지연구소의 전자현미분석기 (JEOL JXA-8530F field emission electron probe microanalyser, FE-EPMA)를 활용하였다. 시료는 박편 위에 약 20 nm 두께의 탄소 박막을 덮어 분석하였다. 분석 전자빔의 직경은 3  $\mu\text{m}$ 로, 가속전압 15kV와 15nA의 빔 전류를 적용하였다. 소듐은 전자빔에 의한 교란이 예상되었기 때문에 분석 순서상 가장 앞에 배치하였으며 자연 시료와 인공 시료가 모두 성분 보정(calibration)에 활용되었다. 성분 분석 결과는 PRZ-A matrix 보정법을 통해 최종 계산되었다.



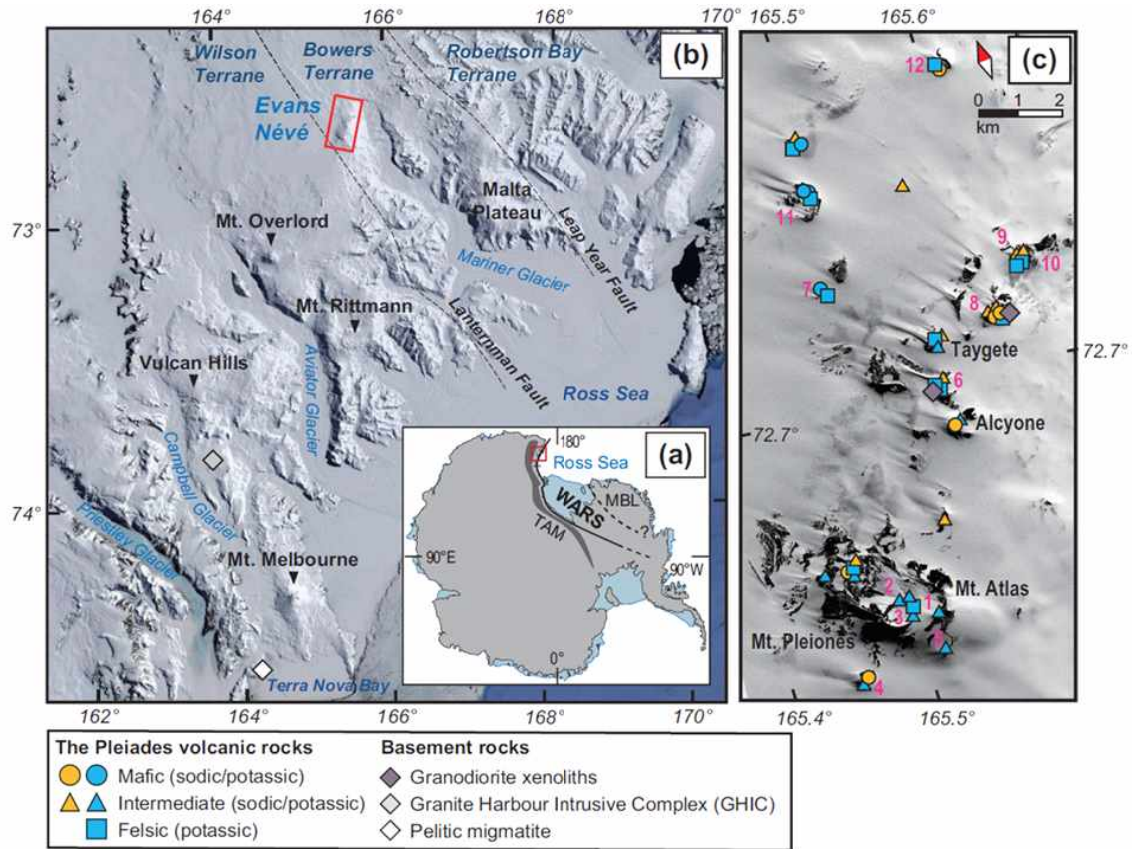


그림 3. (a) 남극 대륙 내 서남극열곡대(WARS) 및 마리비어드랜드(MBL) 및 남극 횡단산맥(TAM)의 위치. 회색은 대륙의 범위, 파란색은 빙붕(ice-shelf)의 범위를 나타내며, 붉은 상자 안은 3(b)에 해당한다. (b) 세 지괴의 경계(랜터만 및 리프이어 단층)를 점선으로 표시하고, 멜버른 화산대의 주요 빙하 및 화산 위치와 플레이아데스 화산 복합체의 위치(붉은 상자, 3(c)에서 확대)를 도시하였다. 윌슨 지괴의 혼성암과 GHIC 시료 위치를 함께 도시하였다. (c) 플레이아데스 화산 복합체의 위성 사진(World-View image). 포획암과 화산의 시료 채취 위치를 도시하였다. 번호가 붙은 주요 분화구와 이름이 있는 봉우리 및 분화구를 함께 도시하였다.

## 제 2절 야외상의 특성 및 암상 기재

### 1. 야외 산상

플레이아데스 화산 복합체의 화산암류는 대부분 세리에이트질(seriate) 내지는 반상(porphyritic) 조직을 보이며, 미정질의 우흑질(melanocratic) 석기에 반정이 포함되어 있다. 다양한 정도의 기공 함량을 보인다. 분화한 시료, 즉 조면암질 시료의 경우에는 고철질 및 중성질 암석과 조직상의 확연한 차이를 보여 야외에서 쉽게 구별할 수 있다. 우백질(열은 녹색을 띤 회색)의 석기와 비반상(aphyric) 특성이 가장 특징적이다. 분화구, 분석구 및 화산돔의 구조는 매우 잘 보존되어 있으나, 표면은 대부분 암석 파편들로 뒤덮여 있어 층서상의 순서를 구분하는 것은 대부분 불가능했다(그림 3). 소듐 계열 및 포타슘 계열 간의 시료 채취 위치상의 차이는 발견되지 않았으나, 남쪽 성층화산에서는 대부분 포타슘 계열의 암석이 채취되었다. 수 센티미터에서 수십 센티미터 크기의 포획암이 무척 흔하게 발견되며, 이 중에는 반려암질, 섬록암질, 화강섬록암질, 및 섬장암질 암석들이 포함되어 있다.

### 2. 소듐 계열(Sodic lineage)

소듐 계열의 고철질암은 세리에이트질 조직을 보이며 바사나이트(basanite)에서 하와이아이트(hawaiite) 성분 범위를 보인다. 단사회석, 산화 광물 및 사장석으로 구성된 우흑질 석기에 둘러싸인 감람석, 단사회석, 켈슈타이트(kaersutite), 사장석 및 철-티타늄 산화 광물 반정으로 구성되어 있다 (그림 4a). 자형 및 반자형의 단사회석이 반정 중에서는 가장 흔하며(바사나이트 시료 K16012708-4의 경우 약 60%), 이들은 보통 섹터 혹은 불연속적인 누대 구조를 보이고, 내부에 산화 광물, 황화 광물 및 용융물 포획체를 흔히 가지고 있다. 감람석 주변에 단사회석이 성장한 조직 역시 관찰된다. 감람석의 경우 대체로 자형 내지는 반자형이나 간혹 상당히 재흡수된 체구조(sieved-texture) 상태의 미반정으로 발견되기도 한다. 켈슈타이트 반정 역시 각진 결정 형태로 발견되지만 보통 20-150  $\mu\text{m}$  두께의 산화 광물 띠로 둘러싸여 있다. 켈슈타이트 내부에는 감람석, 단사회석, 산화 광물이 포함되어 있는 경우가 많아 정출 순서가 이들보다 후기임을 알려주고 있다. 바사나이트 시료 중 2개(K16012411-1, K16012412-2)는 반정이 거의 전부 단사회석으로 구성되고, Fe-Ti 산화 광물이 흔하여 켈슈타이트가 발견되지 않았지만 소듐 계열로 포함시켰다. 이 두 시료는 상당한 고철질 암석임에도 불구하고 감람석 반정의 함량이 적어 포타슘

계열로 포함되기 어려웠다. 사장석은 고철질 암석에서 함량이 적으며, 대체로 석기에 있거나 그 크기가 1 mm 이하로 작거나, 재흡수되어 형태가 어그러진 경우가 대부분이다.

중성질 암석의 경우에는 단사휘석, 켈슈타이트, 사장석, 산화 광물 반정이 나타나며 석기의 색은 다소 밝아진다(그림 4c, 4e). 켈슈타이트 함량은 단사휘석 반정의 함량이 줄어들어 따라 증가하여, 가장 분화한 테프리포놀라이트(tephriphonolite) 시료의 경우 단사휘석이 거의 발견되지 않기도 한다. 단사휘석을 핵으로 삼아 덧자란 켈슈타이트는 흔히 관찰된다. 시료 중에서는 켈슈타이트가 완전히 탈수되어 휘석과 산화광물 조합으로 붕괴하여 형태만 남아있기도 하다. 사장석 반정의 함량비 역시 점점 증가하는 경향을 보이며 최후기에는 켈슈타이트와 함께 가장 흔한 반정이 된다. 예컨대, 바사나이트(K16012708-4)에서는 1% 미만의 함량으로 사장석이 포함되나, 테프리포놀라이트(K16012713-1)에서는 약 75%를 차지하게 된다. 한편, 하석(nepheline)은 드물고 가장 분화한 시료에서 사장석으로 둘러싸인 미반정(0.2-0.3 mm)으로만 발견된다.

### 3. 포타슘 계열(Potassic lineage)

비록 이전 연구에서는 중-포타슘 계열(mildly-potassic lineage)로 보고되어 있으나 (Kyle, 1982), 명칭의 대비와 간략화를 위하여 본 연구에서는 포타슘 계열로 보고하였다. 고철질 포타슘 암석들은 알칼리 현무암에서 하와이아이트의 성분 범위를 보이며 역시 세리에이트질에서 반정질 조직을 갖는다(그림 4b). 가장 고철질 암석은 감람석이 대부분을 차지하며, 단사휘석, 사장석 및 산화광물의 함량은 암석의 성분이 분화함에 따라 차츰 증가한다. 중성질 암석(그림 4d)은 보다 우백질 석기에 사장석이 매우 풍부한(모든 중성질 암석에서 약 50% 이상) 것이 가장 큰 특징이며, 감람석과 산화 광물은 중성질 암석에서 모두 발견된다. 조면암 및 향암(그림 4f)은 플레이아데스 화산 복합체에서 부피상 적은 편이며 타유게테 화산돔과 같은 특정 지역에서 특히 흔히 발견된다. 그들은 켈슈타이트가 없고 감람석 미반정(0.1-0.3 mm)이 존재하는 점을 근거로 포타슘 계열로 포함하였다. 새니딘(sanidine) 반정이 흔하게 발견되고 진한 녹색의 단사휘석과 구형의 감람석이 함께 발견된다. 조면암 석기 조직은 가느다란 장식과 이를 충전하는 단사휘석 및 산화 광물로 구성되어 있다. 두 조면암 시료(M16012710, M16012714-2)는 켈슈타이트 반정을 가지고 있으나, 감람석이 함께 발견된다는 점에서 소듐 계열과는 구분된다.

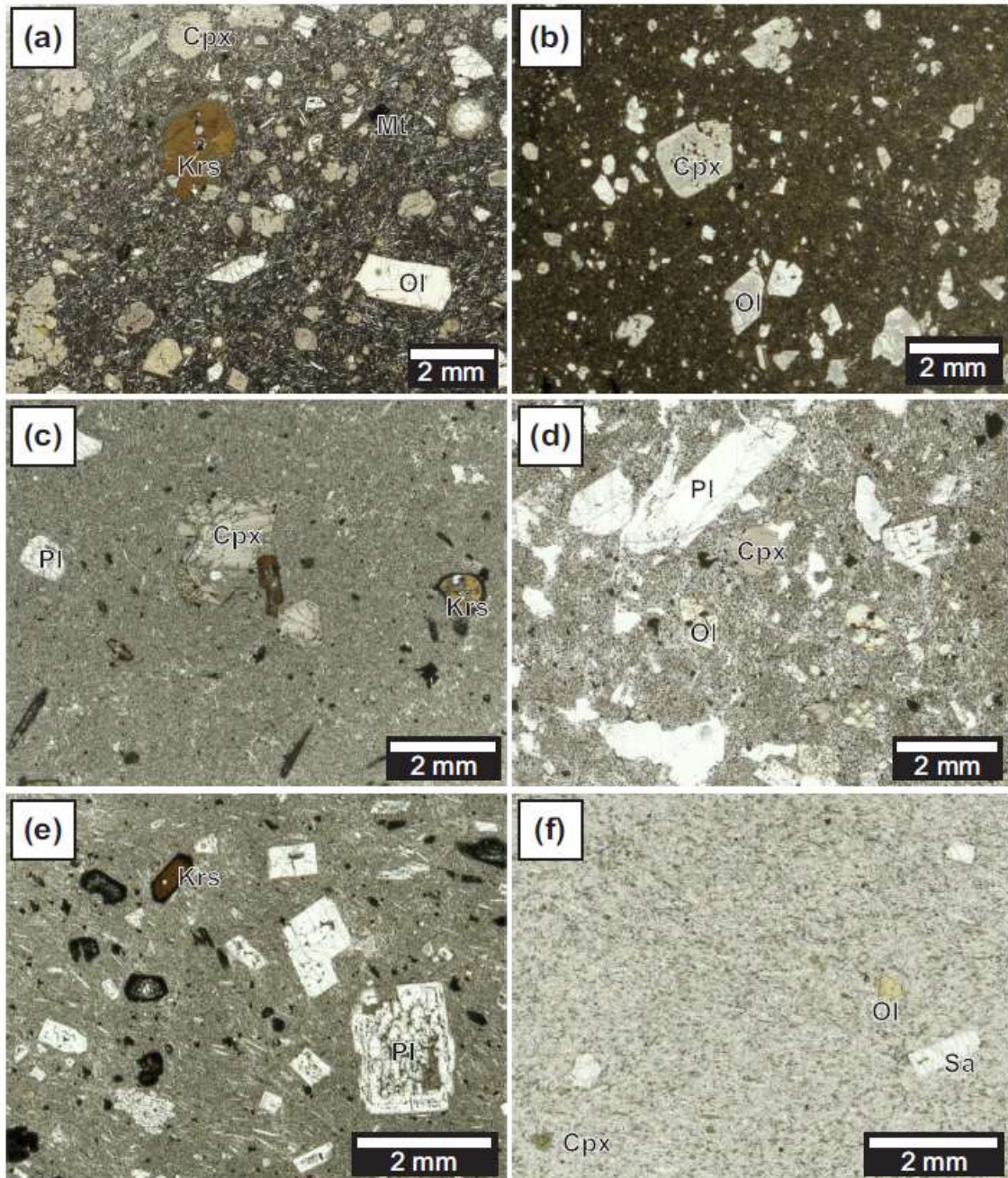


그림 4. 플레이아테스 화산 복합체의 대표적인 화산암류 박편 사진(PPL). 각각 (a) 소듐 계열 바사나이트(K16012708-4), (b) 포타슘 계열 하와이아이트(K16012424), (c) 소듐 계열의 폰노테프라이트(K16012713-2), (d) 포타슘 계열 뮤저라이트 (mugearite, K16012708-2), (e) 소듐 계열 테프리포놀라이트(K16012713-1), (f) 포타슘 계열 조먼암(K16012407-1)에 해당한다. Ol=감람석, Cpx=단사휘석, Mt=자철석, Krs=켈슈타이트, Pl=사장석, Sa=새니딘.



#### 4. 포획암 및 기반암 시료

화강섬록암 포획암은 단사회석이 포함된 각섬석-흑운모 화강섬록암에 해당한다. 이 시료들은 간혹 cm 내지는 mm 크기의 보통각섬석(hornblende)과 흑운모로 구성된 포유체(enclaves)를 가지고 있다. 장석은 다양한 정도의 변질 조직을 보여주며, 이 중 가장 신선한 시료 두 점(K16012407-2, K16012422-3)이 지구화학 분석에 포함되어 있다.

기반암 시료는 혼성암과 변형된 GHIC 화강암질 시료 두 점이 해당된다. 혼성암 시료(141215-5B)는 석류석-근청석 이질 편마암이며, Palmeri (1997)에서 보고된 윌슨 지괴 편마암의 기술과 일치한다. 화강암 시료 151123-1A는 변성을 받아 엽리가 나타나며 GHIC의 대표 암상으로서 채택하였다.

한편, 플레이아데스 화산 복합체에서 산출되는 여러 포획암은 기존의 준알칼리(sub-alkaline) 심성암류와는 상이한 알칼리 화성암으로 구성된다. 본 연구에서 관찰한 시료들은 대체로 수~수십 센티미터로 크기가 작았으며, 감람암, 감람석 반려암, 켈슈타이트질 섬록암 및 감람석-단사회석 섬록암, 섬장암이 포함된다(그림 5). 이들은 알칼 리가 높은 특성을 근거로 플레이아데스 화산암류의 형성과 동시기의 것으로 간주하였으나 이후 성분 분석은 실시하지 않았다. 다만, 여러 심성암체 중에서 켈슈타이트 함량이 높은 섬록암에서만 다량의 황화물이 발견되었다.

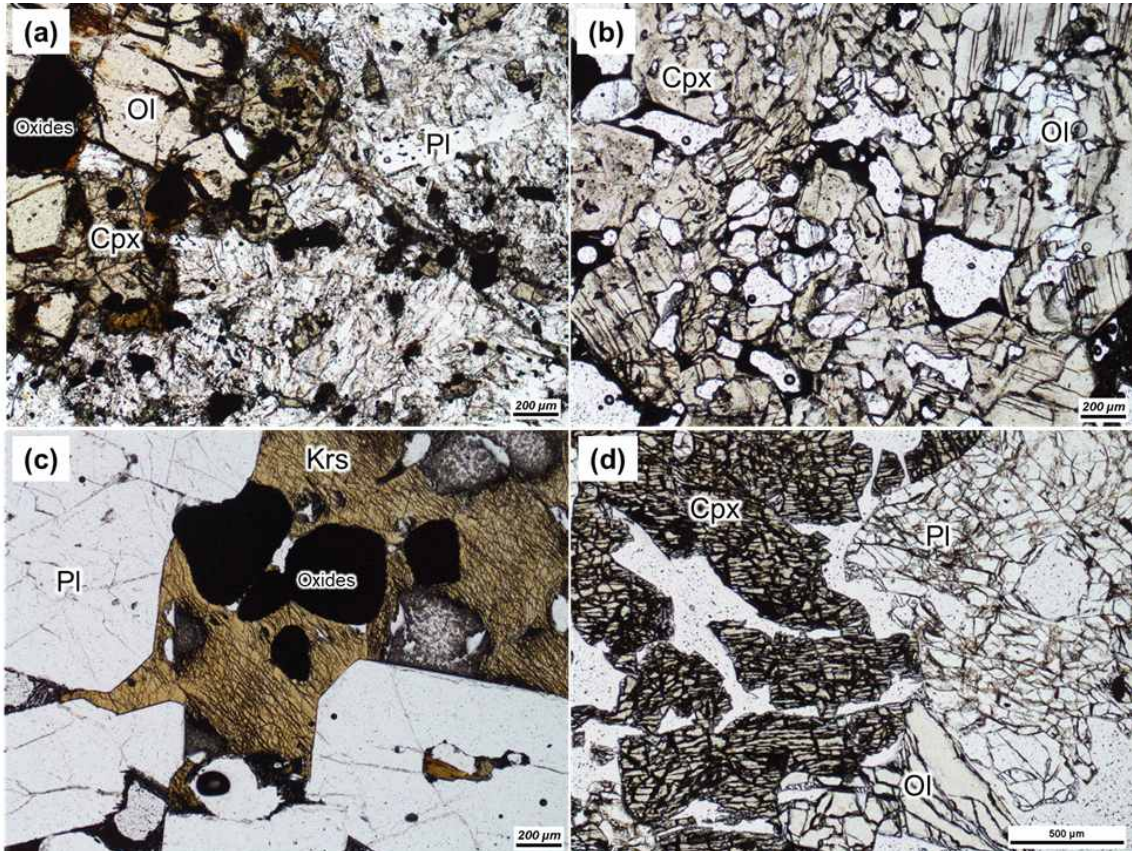


그림 5. 플레이아데스 화산 복합체 화산암류에 포획되어 산출되는 여러 알칼리 심성암류의 박편 사진(PPL)으로, 각각 (a) 감람석-단사회석 섬록암질 포획암, (b) 감람암의 일종인 웰라이트(wherlite) 포획암, (c) 켈슈타이트-자철석 섬록암질 포획암, (d) 감람석 반려암질 포획암에 해당한다.

## 제 3절 광물 반정 성분

### 1. 감람석

감람석은  $FO_{87}$ 에서  $FO_{01}$ 까지 넓은 성분 범위를 보이는 것이 특징이다(그림 6). 고철질 용암류에서 자형 감람석은 비교적 적은 성분차이를 보이지만( $FO_{81-87}$ ) 타형 반정 혹은 최외곽의 성분 범위는  $FO_{68-86}$ 으로 훨씬 넓다. 화산암류의  $SiO_2$  함량이 증가함에 따라 감람석 내 철 함량은 증가하는데, 플레이아데스 화산 복합체에서 가장 분화된 암석인 조면암에서는 거의 순수한 철감람석(*fayalite*) 성분의 미반정( $FA_{98-99}$ )이 발견된다.

### 2. 단사휘석

단사휘석은 플레이아데스 화산암류의 거의 모든 암석에서 발견된다. 성분 범위도 매우 넓어 투휘석(*diopside*)에 근접한 보통휘석(*augite*)부터 투휘석 성분이 거의 포함되지 않는 순수한 회철휘석(*hedenbergite*)과 소듐 함량이 풍부한 에지린-휘석(*aegirine-augite*)까지 포함한다(그림 6). 단사휘석은 섹터(*sector*), 부분(*patchy*), 및 반복(*oscillatory*) 누대 구조가 무척 흔하여 하나의 시료 내에서도 넓은 성분 범위를 보이는 것이 특징이나, 자형 단사휘석의 최외각 누대 구조의 성분은 더 좁은 변화 폭을 지닌다. 고철질 암석에서 대체로 높은 티타늄 함량( $TiO_2=1.2-4.3$  wt %)과 알루미늄 함량( $Al_2O_3=4.2-9.2$  wt %)을 보인다. 비록 티타늄 함량이 높긴 하지만, 대부분의 시료상에서 단사휘석의 티탄 함량은 여섯 산소 기반의 화학식 내에서 0.1 미만의 양으로, 티탄-보통휘석에는 해당하지 않는다(Morimoto, 1988).

단사휘석의 최외각 성분은 고철질에서  $Wo_{45-52}En_{34-44}Fs_{09-14}$ 에 해당하고, 암석의 성분이 분화함에 따라  $Wo_{43-51}En_{29-41}Fs_{14-23}$ 에 해당하는 철질 성분을 갖는다. 조면암에서 발견되는 단사휘석의 성분은 철의 함량이 대단히 높으며( $Wo_{42-45}En_{02-24}Fs_{33-55}$ ) 중성질 및 고철질에서 산출되는 단사휘석 성분 범위와는 판이하다. Lindsley (1983)에서 제시한 식( $Fe^{3+}=Na^{IV}Al^{-VI}Al-2Ti-Cr$ )을 이용하여 계산된 단사휘석 내  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  비는 조면암 시료에서 매우 낮은 값( $<0.1$ )을 갖는다.

### 3. 각섬석

각섬석 반정은 모두 칼슘이 풍부하고(*calcic*), 티타늄 함량이 높아( $TiO_2=5.2-6.7$  wt %, 혹은 산소 24개 기준 화학식(atom per formula unit, apfu) 당 0.59-0.78) 적갈색

의 다색성이 특징적이다(그림 6). 이와 같은 특성은 플레이아테스 화산 복합체의 각섬석이 모두 티타늄이 높은 칼슘 산화-각섬석(calcic oxy-amphibole)의 일종인 켈슈타이트에 해당함을 지시한다(Hawthorne et al., 2012). 켈슈타이트 내 마그네슘-철 함량비는 크게 변하지는 않으나( $Mg\# = Mg/[Mg+Fe+Mn] = 0.5-0.7$ ), 켈슈타이트의 가장 중심부나 최외각에서 보다 철이 풍부한 성분을 찾을 수 있다( $Mg\# < 0.5$ ).

#### 4. 장석

고철질 및 중성질 암석의 장석은 모두 사장석에 해당한다. 가장 고철질인 암석에서는 사장석이 산출되지 않고, 가장 분화된 조면암 및 향암에서 역시 반정으로는 거의 발견되지 않는다. 가장 고철질 암석에서 발견되는 사장석의 성분은 대체로 래브라도라이트(labradorite) 성분 범위에 들어가는데( $An_{60-66}$ ) 간혹 가장 중심부에서 더 높은 칼슘 함량을 지닌 사장석 성분이 발견되기도 한다( $An_{80}$ ). 중성질 암석에서는 더 소듐 함량비가 높아지면서 약  $An_{30}$ 까지 이른다(그림 6).

알칼리 장석은 조면암과 향암에서만 발견된다. 광물 분류상(Deer et al., 2013) 아노르소클라이스(anorthoclase)와 소듐 새니딘(sodian sanidine)의 경계에 있는 경우도 흔하나 알바이트(albite) 내지는 페리클라인(pericline) 쌍정이 발견되지 않고 대체로 포타슘 함량이 충분히 높게( $Or_{>35}$ ) 관찰되어 본 연구에서의 알칼리 장석은 새니딘으로 간주하였다(그림 6).

#### 5. 철-티타늄 산화 광물 및 침정석

철-티타늄 산화 광물은 고철질 성분이 가장 높은 일부 화산암류를 제외하면 어디서나 찾을 수 있다. 대부분의 산화 광물 미반정은 티탄자철석에 해당한다. 그들의  $Fe^{2+}-Fe^{3+}-Ti$  성분비는 대략 울비침정석(ulvöspinel)과 자철석의 1:1 고용체 인근에 해당한다(그림 6). 순수한 자철석은 티탄자철석의 용출 조직에서만 관찰된다. 티탄철석(ilmenite) 역시 발견되나 티탄자철석과 공존하는 경우는 드물다.

크롬 성분이 높은 침정석은 석기와 평형을 이루는 상태로는 발견되지 않으며 언제나 티탄자철석에 의해 둘러싸인 채 가장 고철질의 용암류 내에서 미반정 내지는 광물 포유체로서 나타난다.

#### 6. 저어콘: 연대 측정 결과의 의미

플레이아데스 화산 복합체에서 포획암으로 산출되는 화강섬록암은 다량의 저어콘을 가지고 있었으며, 두 시료(K16012422-3, K16012407-2)를 통해 획득된 저어콘 U-Pb 연대는 각각  $364.6 \pm 2.7$  Ma와  $361.5 \pm 2.3$  Ma이다(그림 7). 이는 데본기에 해당하는 것으로 어드미럴티 관입암류가 이에 해당한다. 따라서 플레이아데스 화산 복합체에서 발견되는 다량의 화강섬록암질 포획암은 어드미럴티 관입암류에서 비롯된 것으로 밝혀졌다. 바우어 지괴에는 어드미럴티 관입암류와 GHIC 두 가지가 공존하고 있고, 플레이아데스 주변부는 빙하로 둘러싸여 있어 기반암을 파악하기 어렵다. 따라서 이 연대 측정은 플레이아데스 화산 복합체가 싸여 있는 기반암류의 상부 지각은 어드미럴티 관입암류가 놓여 있음을 보여주는 결과이다.



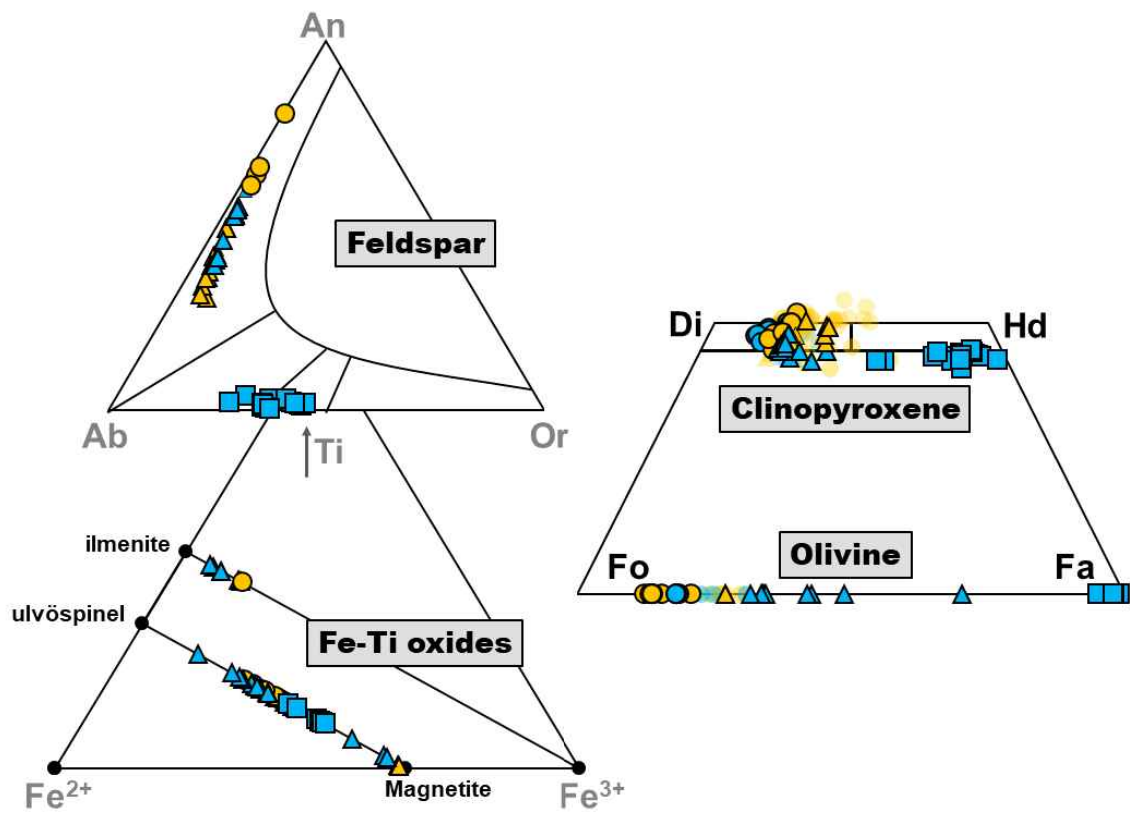


그림 6. 플레이아데스 화산암류에서 산출되는 사장석(왼쪽 위), 산화 광물(왼쪽 아래) 및 단사휘석과 감람석(오른쪽)의 성분 도표. 감람석과 단사휘석에 대해, 반투명한 색으로 표시한 성분은 석기와 비평형을 이루는 조직을 보이는 광물의 성분이다.

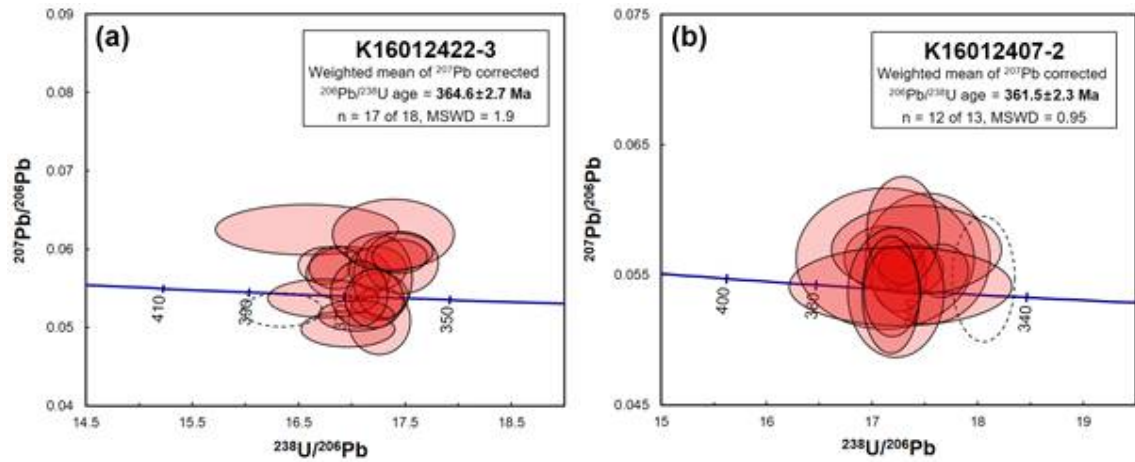


그림 7. 화강섬록암질 포획암으로부터 획득된 저어콘으로 분석한 포획암의 U-Pb 연대 측정 결과를 테라왓센버그(Terra-Wasserburg) 도표에 도시한 것. 각각의 타원은 분석치의 68.3% 신뢰도에 따라 도시한 것이다.

## 제 4절 전암 성분 분석 결과

### 1. 주원소(Major element)

플레이아데스 화산 복합체에서 산출되는 화산암류의 전암 주원소 성분은 알칼리 함량 및 분화 정도상에서 매우 넓은 범위를 보여주는 것이 특징이다. 분석된 화산암류의 성분 범위는 알칼리 대 규산염 도표(alkali versus silica (TAS) diagram, Le Bas et al., 1986)상에 도시하였다(그림 8a). 암상에 따라 분류된 소듐 계열의 화산암류는 바사나이트, 테프라이트, 포노테프라이트, 테프리포놀라이트에 이르는 성분을, 포타슘 계열은 하와이아이트, 뮤저라이트, 벤모레아이트(benmoreite), 조면암 및 향암의 성분 변화를 보인다. 분화한 시료 상에서 두 계열의 차이는 소듐과 포타슘의 함량비에서 가장 극명하게 나뉘는데(그림 8b), 소듐 계열은 고철질 암석상에서 포타슘 계열보다 사소하게  $K_2O/Na_2O$  비가 높으나, 중성질 암석에서는 대략  $K_2O/Na_2O$  비가 0.5로 일정하게 유지된다. 포타슘 계열은 중성질 암석에서  $K_2O/Na_2O$  비가 0.5-0.81로 상승하면서 소듐 계열로부터 분리되는 경향성을 보인다. 이것은 Kyle (1982)에서 성분에 근거하여 보고한 소듐과 중-포타슘 계열의 특성과 잘 일치하며, 따라서 암상 변화와 성분 변화가 매우 밀접한 연관성이 있음을 보여준다.

주원소의 규산염 함량 변화에 따른 성분 변화는 하커(Harker) 도표에 따라 나타내었다(그림 9). 비록 두 계열은 고철질에서  $MgO$ ,  $FeO_t$ ,  $CaO$ , 및  $TiO_2$ 가 감소하고  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ 증가하는 경향성을 공통으로 가지지만, 소듐 계열의 바사나이트는 포타슘 계열의 하와이아이트에 비해  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ 의 함량이 조금 더 높고  $MgO$ 와  $CaO$ 의 함량이 조금 더 적다는 점이 차이점이다. 중성질 소듐 암석은 포타슘 계열에 비해  $TiO_2$ ,  $FeO_t$ ,  $MgO$  및  $P_2O_5$ 의 감소 폭이 더 크고,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ 의 함량 증가가 더 급격하다는 것이 특징이다. 포타슘 계열의 경우,  $Al_2O_3$ 과  $Na_2O$  함량 증가 경향성이 고철질에서 중성질로 넘어가면서 급격하게 꺾이는 것 역시 특징적이다.

앞서 분류한대로, 향암을 포함한 모든 규장질 암석은 포타슘 계열에 포함되어 있었는데, 성분상으로도 소듐 함량에 비해 매우 높은 포타슘 함량(4.8-5.5 wt %)을 보여 포타슘 계열에 포함됨을 보인다. 규산염 함량이 61.0-64.2 wt %인 범위에서 벤모레아이트 화산암류와 분화한 조면암류 간에 화산암 성분이 도시되지 않는 공백이 있다는 특성이 있는데, 이 공백에서 알루미늄의 함량이 상당량 감소한다. 향암의 경우, 이 시점에서 알루미늄 함량이 도리어 증가하는 경향을 보이며, 규산염의



함량은 큰 변화를 보이지 않는다.

한편, 화강섬록암질 포획암의 성분은 석영안산암 영역에 도시되며(그림 8a), 알칼리 함량이 GHIC에 비하면 조금 더 풍부하다. 석류석 근칭석 혼성암 시료는 규산염 및 소듐의 함량이 다른 기반암 시료에 비해 낮은 안산암 성분에 속한다(그림 8a, 8b).



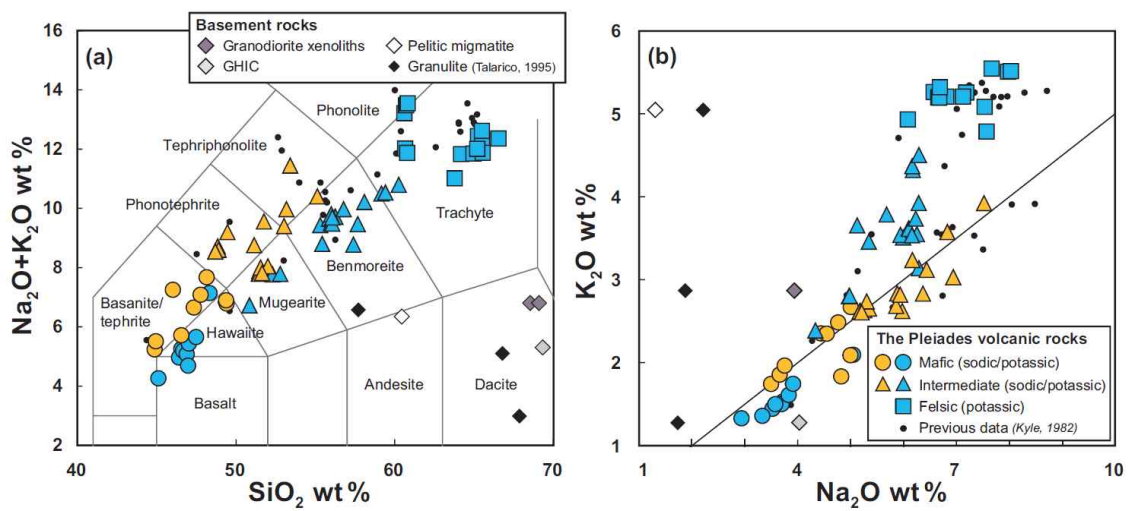


그림 8. 플레이아데스 화산 복합체에서 채취된 화산암 시료 성분 범위를 (a) TAS 도표(Le Bas, 1986) 및 (b)  $\text{Na}_2\text{O}$  대  $\text{K}_2\text{O}$  도표에 도시한 것이다. 기존의 플레이아데스 성분 분석 결과(Kyle, 1982)와 보고되어 있는 북빅토리아랜드 백립암질 변성암의 성분(Talarico, 1995)을 함께 나타냈다. 그림 7b의 검은 선은  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.5$ 를 지시한다.

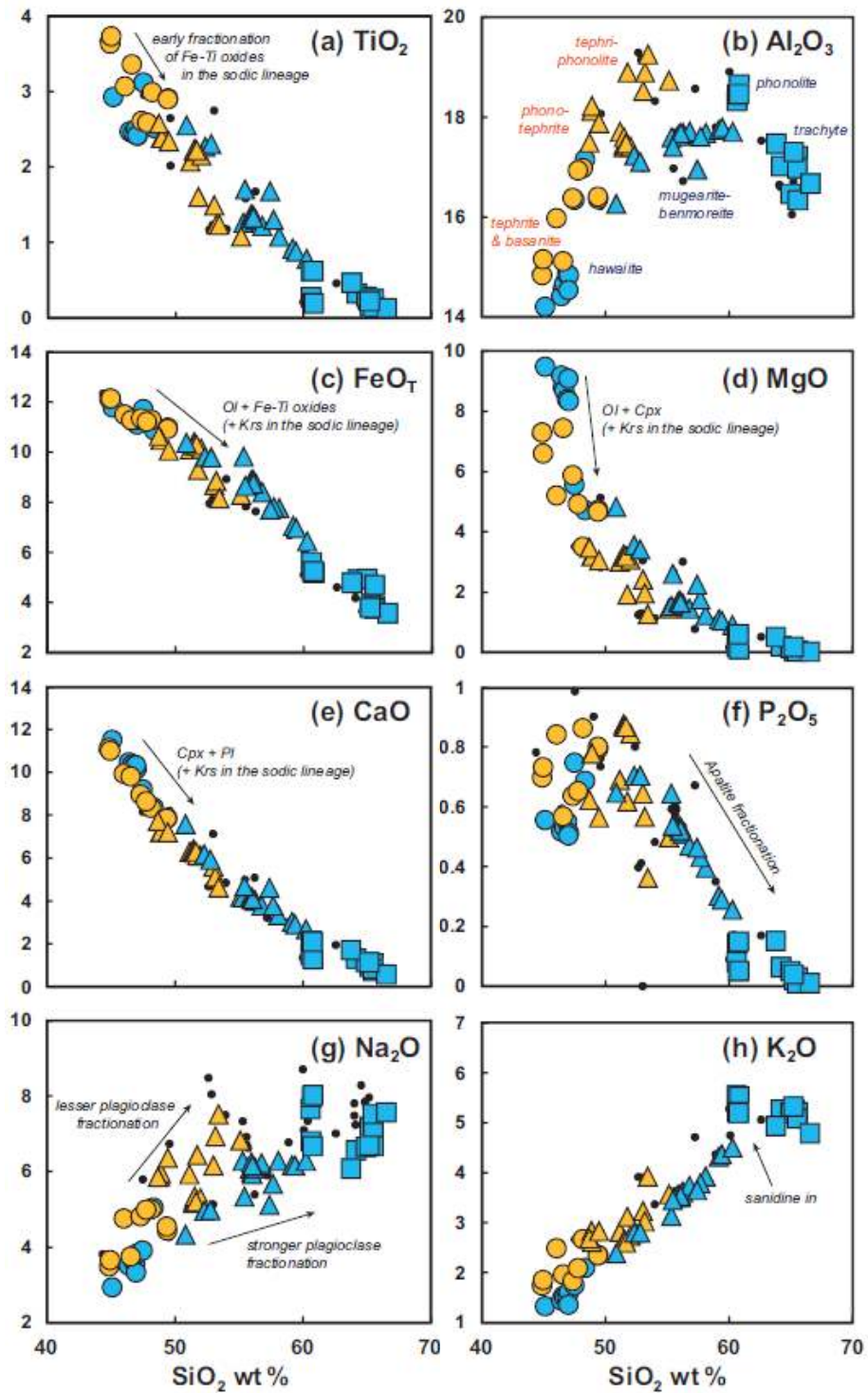


그림 9. 플레이아데스 화산암류 전암 주원소에 대한 하커 도표

## 2. 미량 원소

미량원소 중 대표적인 특성을 보이는 몇 가지를 하커 도표에 도시하였다(그림 10). 고철질에서 중성질에 해당하는 두 계열 암석 내 희토류 원소, 고장력원소(high field strength elements, HFSE), 알칼리 금속(Cs, Rb), 바륨 및 납은 비슷한 행동 양상을 보인다. 전이 금속 스칸듐, 바나듐 및 구리는 고철질 성분 내에서 규산염 증가에 따라 빠르게 감소하여  $\text{SiO}_2=50 \text{ wt } \%$ 에 이르러 천천히 감소하는 특성을 보인다. 비록 증감 경향은 비슷하지만, 전위가 낮은 친석원소(large ion lithophile elements, LILE), 니오븀, 경희토류 및 중(中)희토류 원소는 소듐 계열에서 더 함량이 많으며, 전이 금속(V 제외)은 고철질 포타슘 계열에서 함량이 대체로 더 높다. 중(中)희토류 원소인 가돌리늄(Gd)과 유로피움(Eu)이 중성질 소듐 계열에서 조금 감소하는데 비해 포타슘 계열에서는 지속적으로 증가하는 것도 차이이다. 가장 큰 차이를 보이는 미량원소는 스트론튬으로, 중성질 소듐 화산암류에서는 높은 스트론튬 함량(>800 ppm)을 보이나, 중성질 포타슘 화산암류의 스트론튬 함량은 약 1000 ppm에서 800 ppm 아래로 빠르게 감소하는 것이 특징적이다.

향암과 조면암에서 미량원소의 함량 변화는 극도로 부화되거나 극도로 결핍되는 것이 특징적이다. 전이 금속과 장석에 많이 들어가는 원소들인 스트론튬, 바륨, 유로피움은 거의 0에 가까운 함량에 이르나 지르코늄과 같은 비호정성 원소들의 증가는 매우 급격하다. 바륨의 경우 중성질에서 1270 ppm까지 농집되다가, 이후 가장 규산염 함량이 높은 조면암 시료에서는 거의 0 ppm에 근접하게 된다.

원시 맨틀로 표준화한 미량원소 성분 도표를 보면(그림 11), 고철질 화산암류에서의 미량원소 패턴(그림 11a, 11b)은 해양도 현무암(ocean island basalts, OIB)과 유사한 부화된 특성을 보인다. 모든 고철질 화산암류에서는 공통적으로 음의 포타슘 및 납 이상(anomaly), 양의 니오븀 이상이 발견되며, 토륨, 우라늄, 지르코늄 및 하프늄에서 약간의 음의 이상성이 관찰된다. 중성질 포타슘 화산암류에서 스트론튬의 급감은 그림 11c와 11d에서도 확연하게 관찰 가능하다. 향암과 조면암에서의 극단적 부화와 결핍은 그림 11e에서 잘 드러난다.

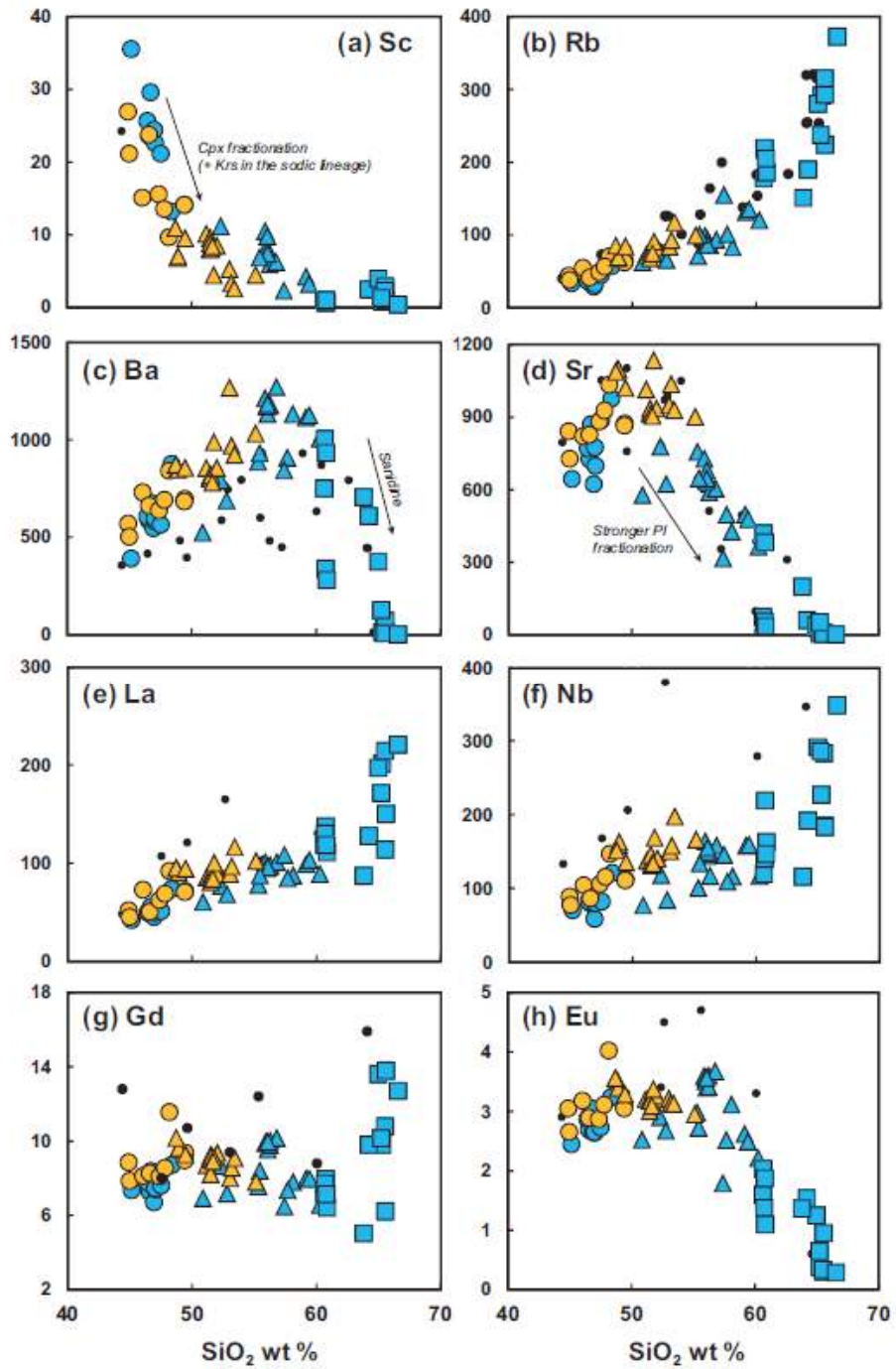


그림 10. 플레이아테스 화산암류 내 8가지 대표적 미량원소의 함량 변화.

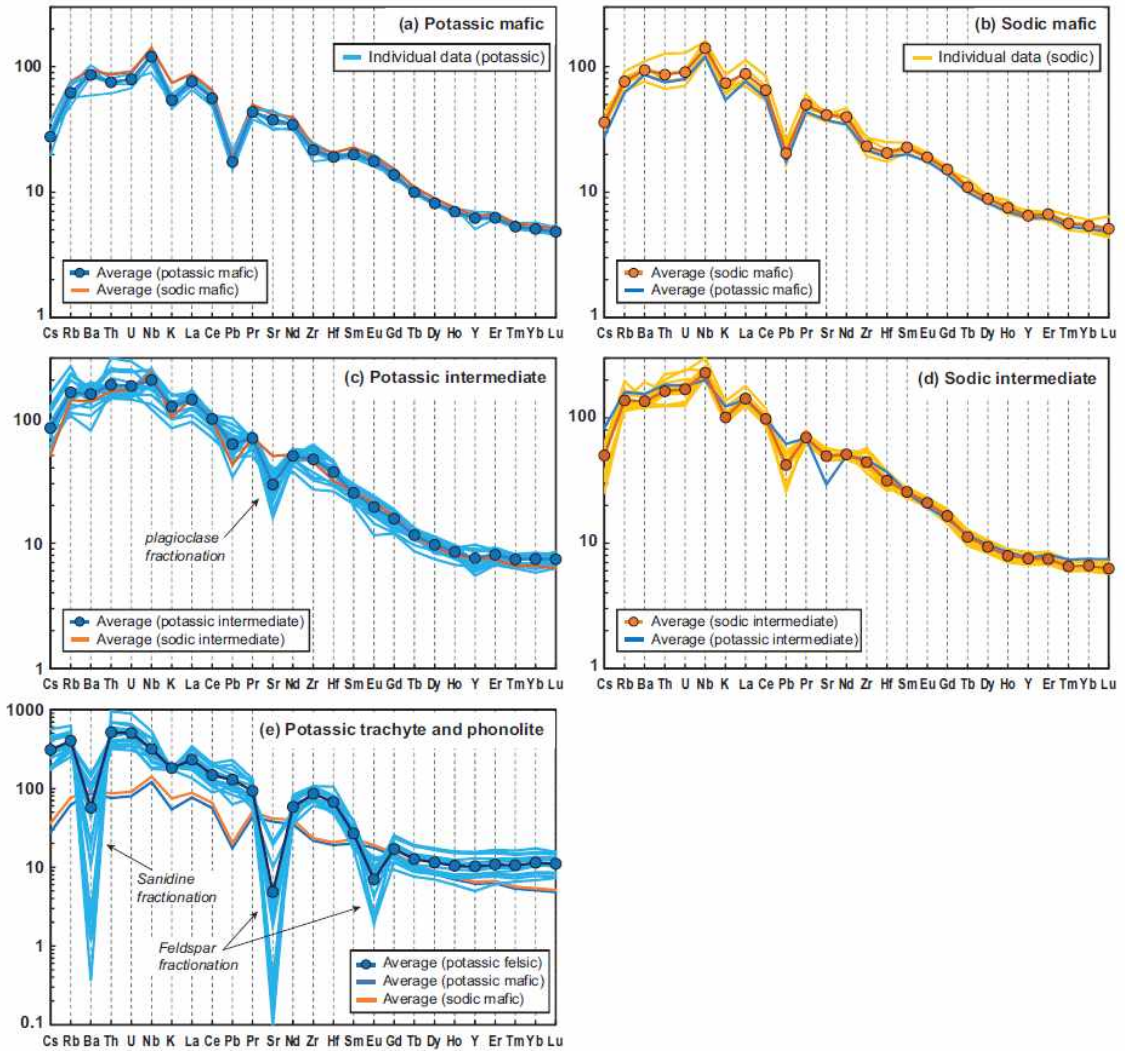


그림 11. 원시 맨틀 값(McDonough & Sun, 1995)으로 표준화한 플레이아테스 화산 암류의 미량원소 함량 패턴 도표. 각 원소 함량의 평균과, 서로 반대 계열의 평균값을 비교를 위해 함께 도시하였다. 이 도표상에서 고철질은  $MgO > 5$  wt %를 의미한다. 조면암과 향암의 성분 도표에서는 각 계열의 고철질 미량원소 평균값이 부화 및 빈화도를 비교하기 위해 함께 표기되었다.

### 3. Sr-Nd-Pb 동위원소비

#### 가. 화산암류

각 계열과 분화 정도를 대표할 수 있는 암석을 선별하여, 소듐 계열 6개 암석과 포타슘 계열 12 암석을 대상으로 전암 Sr-Nd-Pb 동위원소비를 분석하였다(그림 12). 소듐 계열은  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704143\text{--}0.703442$ , 및  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512859\text{--}0.512897$  ( $\epsilon_{\text{Nd}}=4.3\text{--}5.1$ ),  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.7\text{--}19.9$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.6$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.5\text{--}39.6$ 의 좁은 범위를 보인다. 하나의 시료(K16012708-4)는 다소 더 부화된 특성을 보인다( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.4$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.3$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.6$ ). 이 성분 변화 폭은  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  혹은 Th과 같은 분별 결정 작용을 지시하는 함량 변화와 상관 관계를 보이지 않는다.

포타슘 계열은 더 넓은 동위원소비를 보인다. 고철질 암석의 Sr-Nd-Pb 동위원소비는 소듐의 것과 유사하다. 그러나 분화한 포타슘 화산암( $\text{SiO}_2 > 50$  wt %)의 경우 매우 다른 성분 범위를 보인다( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.70370$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.51280$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19.5$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 39.4$ ). 다른 고철질 암석과 달리 한 시료(K16012408-1)는 분화한 화산암류와 유사한 행동을 보인다.

플레이아데스 고철질 화산암류의 Sr-Nd-Pb 동위원소비는 대체로 멜버른 화산, 에레부스 및 모닝 화산(Mt. Morning)과 유사하다(Lee et al., 2015; Martin et al., 2013; Sims et al., 2008). 그림 12에서 로스 해 해저 현무암류의 성분(Lee et al., 2015), 북서부 로스 해 현무암류(Adare Trough & Hallett Volcanic Province 화산암류; Panter et al., 2018), 뉴질랜드 HIMU와 유사한 현무암류(Panter et al., 2006)를 함께 도시하여 플레이아데스 고철질 화산암류의 동위원소비가 이와 유사함을 보였다.

#### 나. 기반암류

화강섬록암질 포획암의  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  동위원소비(0.512356, 0.512387)는 율슨 지괴 혼성암( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511751$ )과 GHIC 시료의 값( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511908$ )에 비해 다소 높은 값을 보인다. 한편, 혼성암의 스트론튬 동위원소비( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.761940$ )는 다른 시료들의 동위원소비(포획암  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.715561$ , 0.715740; GHIC  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.714313$ )보다 높은 것이 특징이다. 화강섬록암질 포획암의  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  동위원소비(18.55, 18.97)는 다른 두 시료(혼성암 및 GHIC  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.20$ )에 비해 다소 높다는 특징

을 갖는다. GHIC 시료의 동위원소비는 비록  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  비가 다소 높긴 하지만 보고된 범위와 일치하며(Armienti et al., 1990), 화강섬록암질 포획암의 동위원소비는 보고된 GHIC 동위원소비(Armienti et al., 1990; Di Vincenzo & Rocchi, 1999; Dallai et al., 2003) 혹은 어드미럴티 관입암류(Borg et al., 1987; Armienti et al., 1990)과 모두 다르다.





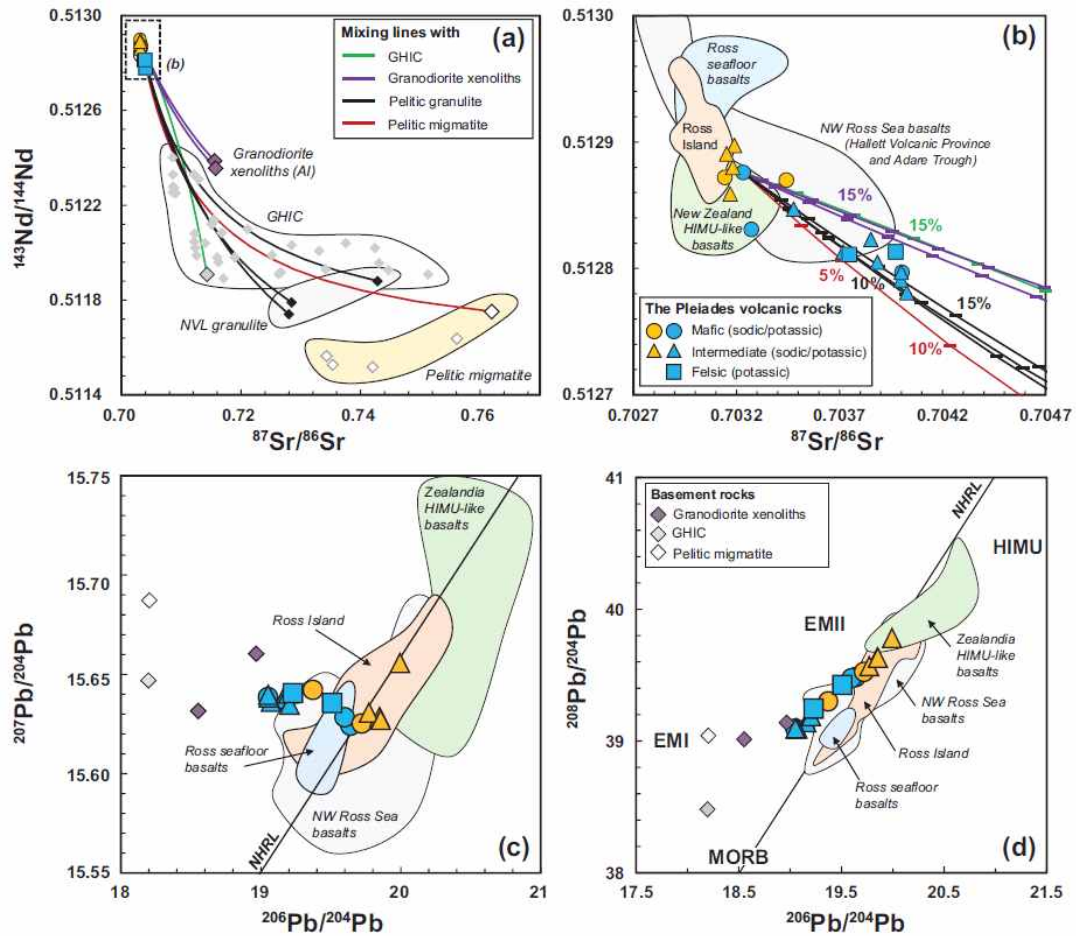


그림 12. 플레이아데스 화산암류 및 분석한 기반암류의 (a, b)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  대  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  및 (c)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  대  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , (d)  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  대  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  도표. 보고된 GHIC 동위원소비(Armienti et al., 1990; Di Vincenzo & Rocchi, 1999; Dallai et al., 2003)와 이질 혼성암(Di Vincenzo et al., 1999) 및 북빅토리아랜드 백립암(Talarico 1995)의 동위원소비 값을 함께 도시하였다. 또한 북서부 로스 해 현무암류(Panter et al., 2018), 질랜드아 알칼리 현무암류(Panter et al., 2006), 로스 해 해저 현무암류(Lee et al., 2015)를 함께 도시하였다. 혼합선은 고철질 포타슘 시료(J14120503-2)와 잠재적 혼염 기반암(GHIC, 어드미럴티, 백립암, 혼성암) 사이의 것이며, 그림 11d의 맨틀 성분(MORB, EMI, EMII, HIMU, NHRL)은 Zindler & Hart (1986)을 참고하였다.

## 제 5절 플레이아데스 마그마의 성인 분석

마그마의 성분을 결정짓는 데는 다양한 요인이 있을 수 있다. 가장 근본적으로는 (1) 온도 압력 조건, (2) 분별 결정 작용, (3) 지각 물질과의 혼염, (4) 기원암의 특성과 부분 용융 정도로 구분될 수 있다. 제 5절에서는 제 4절에서 보고한 자료를 근간으로 각 요인을 점검하고, 플레이아데스 마그마가 어떻게 만들어졌으며 왜 두 가지 서로 다른 분화 계열이 공존하는지를 해석하였다.

### 1. 온도 압력 조건

마그마 분화에 있어 온도와 압력 조건은 중요한 요소로 간주된다(Ablay et al., 1998; Genske et al., 2012; Grant et al., 2013; Putirka et al., 2017). 플레이아데스 화산암류의 성분 변화에 온도 압력의 차이가 있었는지 파악하기 위하여 온도 압력 조건을 계산할 필요가 있다. 여러 가지 지구화학 온도 압력 계산 방법 중, 단사회석-용융물 평형 지온지압계(Putirka et al., 2003; Putirka, 2008)를 적용하였다. 이는 플레이아데스 화산암류에서 단사회석이 가장 넓은 범위에서 발견되기 때문이다. 단사회석의 성분은 다양하지만, 최외각의 자형 테두리의 성분은 보다 좁은 범위로 나타나며, 이는 최외각 성분은 주변 용융물 성분과 평형을 이뤘음을 암시한다.

지온지압 계산에는 비평형 조식이 없는 단사회석의 테두리 성분만을 이용하였다. 또한, 치밀한 반복 누대 구조가 있거나, 섹터 누대 구조가 있어 평형을 이룬 단사회석 값을 유추하기 어려운 경우에도 계산에서 배제하였다. 신선한 용융체 포유물이나 유리질 석기가 없기 때문에, 반정 함량비가 박편상에서 약 5% 이하인 시료의 전암 성분을 용융물의 성분으로 채택하였다. 그러나 이러한 조건에서 채택된 전암 성분도 비평형 성분을 가질 수 있다(Giacomoni et al., 2016). Putirka (2008)은 실험을 통해 얻어진 철-마그네슘 평형 상수를 도입하여, 평형을 이루는 용융물과 단사회석이 가져야 할 이상적인 성분 범위를 제시하였다( $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{Cpx-liquid}}=0.28\pm 0.08$ ). 이 값은 온도에 의한 함수로서, 본 연구에서는 보다 정확한 판단을 위해 각각의  $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{Cpx-liquid}}$  예측값(Putirka (2008)의 방정식 35번)이 단사회석-용융물 쌍에 대한 실측값과 20% 이내로 어긋나는 경우를 평형으로 간주하였다. 만약 이 조건을 만족하지 않는 쌍이 있는 경우, 쌍을 이루었던 전암 성분을 플레이아데스 화산암류 자료 중 평형을 만족하는 다른 전암 성분을 빌려와 재계산을 하였다. 이는 비평형의 원인이 단사회석이 용융물에 비해 너무 진화했거나 이전의 성분이라는 가정 하에 진행된 것이다. 만약 이 재계산에도 불구하고 평형을 이루지 못하는 경우는 외

래 기원의 반정(xenocryst)이라 판단하고 이후 계산이나 해석에서 배제하였다. 또한 재계산을 하여 얻어진 자료는 보조 자료로서 사용되었으며, 가장 우선시 되는 자료는 추가적인 보정 없이 평형을 만족하는 쌍이었다.

계산에는 Putirka et al. (2003)의 수식과 Putirka (2008)의 수식 31과 33이 사용되었다. 후자의 경우 각각  $\pm 2.9$  kbar 및  $\pm 45^\circ\text{C}$ 의 오차 범위가 존재한다. 계산을 위해 요구되는 마그마 내 물의 함량은 소듐 계열은 1.5 wt %, 포타슘 계열은 0.5 wt %를 가정하였다. 이 가정은 에레부스 화산의 두 분화 계열(DVDP 계열 및 에레부스 계열)이 각각 플레이아데스의 소듐 및 포타슘 계열과 반정 산출이 유사하다는 점에서 가능한 것으로, 에레부스 화산에서 채취된 용융체 포유물로부터 얻어진 실측 자료를 기반으로 삼았다(Rasmussen et al., 2017). 비록 실제값에는 다소 차이가 있을 수 있으나, 약 1 wt %의 물 함량 차이는  $\pm 0.4$  kbar 정도의 차이만 있어, 실제 오차 범위에 비해 미미하다.

지온지압계에 의한 계산 결과는 표 1과 그림 13를 통해 도시하였다. 고철질 시료로부터 얻어진 온도( $1152\text{--}1216^\circ\text{C}$ )는 중성질 암석으로부터 얻어진 값( $1082\text{--}1130^\circ\text{C}$ )에 비해 더 높은 경향성을 보인다. 압력은 고철질과 중성질 암석으로부터 구해진 값이 대체로 유사하나, 고철질에서 얻어진 압력( $10.1\text{--}12.5$  kbar)은 중성질 암석에서 구해진 값( $9.1\text{--}11.7$  kbar)에 비해 조금 더 높다. 평형 조건을 만족시키기 위해 전암 성분을 대체한 고철질 암석 계산의 경우, 유사한 온도 범위( $1156\text{--}1196^\circ\text{C}$ )를 산출하지만 압력은 조금 더 낮게 나와( $9.3\text{--}10.9$  kbar) 중성질 암석의 범위와 더 가깝다.

조면암 시료에서 단사회석 성분(에지린-휘석은 제외)과 전암 성분 쌍을 통해 얻어지는  $K_D$  값은  $0.14\text{--}0.29$ 로 매우 넓은 범위를 가진다. 단사회석 성분 중 오직 7개의 성분만 Putirka (2008)의 평형 조건을 만족한다. 이를 통해 계산된 온도 압력 조건은 고철질 내지는 중성질 암석의 것보다 훨씬 낮은데( $841\text{--}864^\circ\text{C}$ ,  $0.8\text{--}1.7$  kbar), 이는 이전 연구에서 얻은 사장석 지온계와 일관된 결과이다( $776\text{--}891^\circ\text{C}$ ; Kyle, 1986). 한편, Masotta et al. (2013)은 조면암과 향암 성분의 암석에 대한 수정된  $K_D$  수식(35alk)을 제시하였다. 이 수정된 수식에 따르면, 한 쌍의 단사회석-전암 성분이 평형 조건을 만족하는데, 이를 통해 얻어진 압력과 온도( $858^\circ\text{C}$ ,  $0.9$  kbar)는 앞서 Putirka (2008) 조건을 통해 계산한 결과와 일치한다. 따라서, 조면암에서 단사회석의 성장 온도 압력 조건은 매우 낮은 압력( $<2$  kbar)과 낮은 온도( $\sim 850^\circ\text{C}$ )에서 이루어진 것이라 말할 수 있다.

북빅토리아랜드 혹은 남극횡단산맥으로부터 보고된 지각의 두께는 약 40 km로, 다시 말해 모호로비치치 불연속면의 위치가 약 40 km에 놓인다는 뜻이다(Block et al., 2009; Hansen et al., 2016). 이는 지각의 밀도를  $2.8\text{--}3.1$  g/cm<sup>3</sup>으로 가정할 때

약 11-12 kbar에 해당하는 것이다. 고철질 암석으로부터 산출된 10.1-12.5 kbar의 깊이는 따라서 플레이아데스 고철질 마그마가 머무른 깊이가 대략 모호면에 해당함을 지시한다. 또한 중성질 암석으로부터 구해진 6.4-11.7 kbar의 깊이는 중성질 암석이 대체로 하부지각 조건에 있었음을 암시한다. 따라서, 플레이아데스 화산 복합체 하부의 마그마는 초기에 모호면 근처에 있다가, 하부지각에서 대부분의 시간을 보냈다.

한편, 조면암으로부터 얻어진 깊이 조건은 상이한데, 이처럼 매우 얇은 곳에 조면암질 혹은 향암질 마그마가 정체하는 것은 이전의 다른 화산에 대한 연구와도 일치한다(Peccerillo et al., 2007; Martel et al., 2013; Moussallam et al., 2013; Brenna et al., 2015). 저압 조건은 매우 낮은 곳에 형성된 마그마방울 의미할 수도 있고(Brenna et al., 2015) 혹은 지표 근처에서 굳은 화산 구조인 플러그(plug)나 내부성장형 돔, 크립토돔이 있었음을 암시할 수도 있다(Hoblitt & Harmon, 1993; Hammer et al., 1999). 내부성장형 돔은 플레이아데스 화산 복합체 중 타유게테 분화구의 구조이기도 하다. 이 중 어떤 구조였든 간에, 기공이 없고 단단한 플레이아데스 조면암의 암상은 최상부 조건에서의 결정화 조건과 잘 일치한다.

특기할 사항은 고철질에서 중성질 암석에 해당하는 온도 압력 조건은 포타습과 소듐 계열에서 모두 같다는 점이다. 플레이아데스에서 발견되는 화산암 중에는 켈슈타이트가 있는 용융물과 사장석이 풍부한 용융물이 혼재되어 있는 조직도 발견된다. 이는 두 계열이 하부 지각의 비슷한 깊이에 있어 마그마끼리 혼합이 가능했다는 것을 지지한다. 따라서 두 분화 계열이 서로 다르게 행동하는 것은 온도 압력 조건이 아닌 다른 조건에 의한 것임을 확인할 수 있다.

Sample	Group	n	Putirka <i>et al.</i> (2003)				Putirka (2008)				Masotta <i>et al.</i> (2013)			
			T (°C)	$\pm 1\sigma$	P (kbar)	$\pm 1\sigma$	T (°C)	$\pm 1\sigma$	P (kbar)	$\pm 1\sigma$	T (°C)	$\pm 1\sigma$	P (kbar)	$\pm 1\sigma$
K16012424	P-M	10	1227	5.9	11.1	0.5	1202	8.4	11.4	0.6				
K16012424 (R)*	P-M	4	1195	3.3	9.4	0.3	1192	2.4	10.1	0.5				
K16012408-2	P-M	5	1173	3.3	9.5	0.3	1185	6.1	12.0	0.3				
M16012705-1	P-M	2	1133		8.3		1158		10.7					
K16012708-2	P-I	5	1081	2.5	6.9	0.4	1090	4.7	9.9	0.5				
K16012708-2 (R)	P-I	1	1131		7.5		1131		10.2					
K16012412-1	P-F	6									853	7.4	1.0	0.3
K16012407-1	P-F	2									859		1.5	
K16012708-4	S-M	2	1195		10.1		1174		11.5					
K16012708-4 (R)	S-M	6	1150	4.0	8.2	0.3	1163	3.5	10.0	0.6				
K16012414	S-M	2	1167		9.9		1174		11.8					
M16012707-1	S-I	7	1094	3.4	7.9	0.3	1121	5.6	11.3	0.3				
K16012713-2	S-I	2	1064		7.1		1086		10.2					

**표 1.** 플레이아테스 화산암류에서 측정된 온도 압력 조건과 오차 범위. 다른 전암 성분을 통해 평형을 조정한 계산은 (R) 표시를 두었다. 각 암석에서 평형을 만족한 분석쌍의 개수는 n으로 표기하였다.

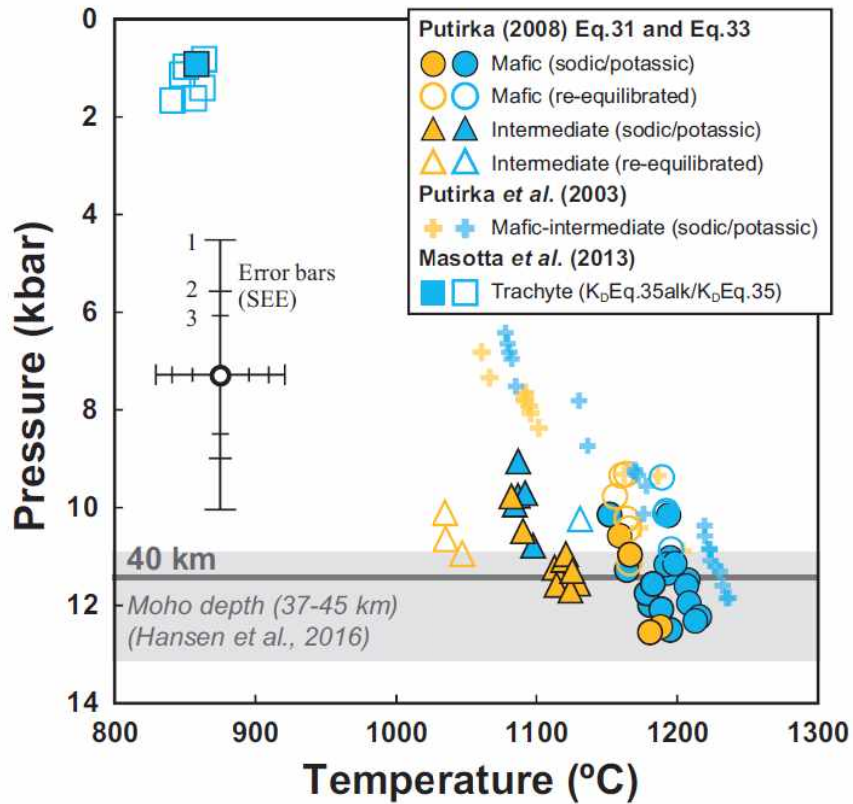


그림 13. 플레이아데스 화산암류로부터 계산된 온도 압력 조건을 온도 대 압력 도표에 도시한 것으로, 1-3은 각각 계산법(Putirka, 2008; Putirka, 2003; Masotta, 2013)에 따른 추정값의 표준오차(Standard Error of Estimate, SEE)를 표현한 것이다(1: 45°C, 2.9 kbar; 2: 33°C, 1.7 kbar; 3: 18.2°C, 1.15 kbar).

## 2. 분별 결정 작용에 의한 효과

### 가. 소듐 및 포타슘 계열의 경향성

두 분화 계열의 변화 양상은 분별 결정 작용을 통해 설명할 수 있다. 이를 검증하기 위해 최소제곱법을 활용한 질량 수지 계산(mass balance calculation)을 수행하였다(OPTIMASBA software; Cabero et al., 2012). 이 계산은 측정된 전암 성분과 광물 성분을 입력값으로 삼았다. 분석의 조건과 결과는 표 2와 그림 14에 도시하였다. 실제로는 분별 결정 작용과 지각 혼염 과정은 함께 일어나므로, 잠재적인 지각 혼염의 효과를 놓치지 않기 위해, 혼성암, GHIC, 화강섬록암질 포획암, 백립암의 전암 자료를 잠재적 혼염 대상으로 함께 입력하였다. 계산 결과 중 오직 좋은 회귀 분석 결과를 도출해야 유효하다고 판단하였다( $R^2 > 99.99\%$ ;  $SEE \leq 0.10$ ).

질량 수지 계산 결과는 암석 기재와 일치한다. 먼저, 소듐 계열의 경우 단사회석과 켈슈타이트의 분별 결정이 중요하다는 결과가 도출된다. 소듐 계열 내 바사나이트(K16012708-4, MgO=7.3 wt %)에서 포노테프라이트 성분(K16012713-2, MgO=3.0 wt %)으로 변화하는 과정(S1 과정, 그림 14)은, 계산에 따르면 약 45 wt %의 결정질 고체가 빠져나가는 것으로 설명된다. 이 결정질 고체의 성분은 감람석(8, 고체 전체를 100%로 했을 때 8%), 단사회석(33), 켈슈타이트(36), 사장석(15), 철-티타늄 산화 광물(7), 인회석(1)로 계산되었다. 켈슈타이트는 비록 사장석과 함께 알칼리 원소 함량이 높은 광물이지만, 켈슈타이트가 정출하면서 사장석의 이른 분별결정이 억제되어 마그마 성분은 차츰 알칼리 함량이 증가하는 경향을 따르게 되는 것으로 판단된다.

소듐 계열의 포노테프라이트(K16012713-2, SiO<sub>2</sub>=51.2 wt %)에서 테프리포놀라이트(K16012713-1, SiO<sub>2</sub>=55.1 wt %)로 변화하는 경향성(S2 과정, 그림 14)은 28%의 결정질 고체가 빠져나가는 것으로 설명되고, 이 때 고체의 성분은 켈슈타이트(36), 단사회석(21), 사장석(21), 철-티타늄 산화 광물(10), 하석(10), 인회석(2)로 계산된다. 이는 켈슈타이트가 주요 분별 결정 광물이고, 분화된 암석에서 하석이 발견된다는 암석 기재상의 특성과 일치한다.

한편, 포타슘 계열의 경우 암석 기재상으로는 가장 이른 시기에 감람석과 단사회석이 정출하고, 사장석이 이후에 추가된다. 마찬가지로, 계산에 따르면 포타슘 계열의 하와이아이트 성분(J14120503-2, MgO=8.3 wt %)에서 뮤저라이트(J14120106-1, MgO=3.4 wt %)로 진행되는 경향성(P1 과정, 그림 14)은 마그마에서 48%가 결정질 고체로 빠져나가는 것으로 설명 가능한데, 고체의 조성은 감람석(15), 단사회석

(48), 사장석(27), 철-티타늄 산화 광물(9), 인회석(1)으로 계산되었다. 이 때 특기할 사항은 성공적인 계산은 언제나 9-24 wt % 정도의 지각 물질과의 혼염이 포함되어야 한다는 것이며, 무게비는 어떠한 지각 물질 성분을 입력하느냐에 따라 달라지게 된다. 상당한 양의 단사회석 정출은 하와이아이트와 뮤저라이트 내에서 단사회석이 무척 풍부한 것과 일치하는 결과이며, 비록 MgO가 높은(>5 wt %) 암석에서 산화 광물은 발견되지 않지만, 이는 보다 MgO가 낮은 고철질 시료에서 산화 광물이 매우 흔히 발견된다는 점에서 받아들여지는 범위의 결과이다. 지각 혼염은 소듐, 포타슘 및 알루미늄의 함량을 효과적으로 낮춰 중성질 포타슘 계열의 성분 변화를 설명해준다.

뮤저라이트(J14120106-1,  $\text{SiO}_2=52.8$  wt %)에서 벤모레아이트와 성분이 비슷한 조면암(K16012708-1,  $\text{SiO}_2=59.2$  wt %)으로의 성분 변화(P2 과정, 그림 14)는 약 40%의 결정질 고체의 정출로 설명되며, 고체의 조성은 감람석(14) 단사회석(14), 사장석(55), 철-티타늄 산화 광물(13), 인회석(3)이며 P1 과정과 달리 지각 혼염의 효과는 요구되지 않았다. 다량의 사장석과 산화 광물의 정출은 뮤저라이트에서 벤모레아이트 화산암류에서 사장석과 산화 광물이 무척 풍부하다는 점에서 잘 일치한다.

벤모레아이트에 가까운 조면암(K16012707-1,  $\text{SiO}_2=60$  wt %)에서 매우 분화한 조면암(K16012422-1,  $\text{SiO}_2=64$  wt %)으로의 변화(P3 과정, 그림 14) 역시 계산되었다. 이 계산을 위해서는 에지린-휘석 성분이 요구되며 이는 Kyle (1986)에서 보고된 플레이아데스 화산암류 내 에지린-휘석의 성분을 도입하여 해결하였다. 계산 결과, 약 57%의 결정질 고체가 정출될 것을 요구하며, 결정질 고체의 성분은 새니딘(52), 사장석(30), 단사회석(회철휘석 및 에지린 휘석, 6), 감람석(6), 자철석(5), 인회석(1)이다. 사장석과 새니딘이 둘 다 요구되지만, 조면암에서 발견되는 장석은 거의 모두 새니딘이다. 이는 벤모레아이트에서 사장석만이 발견되는 것과 극명하게 다른 것이므로, 이 계산 결과는 벤모레아이트질 성분에서 조면암으로 분화하면서 사장석 정출이 점점 줄고 새니딘의 정출이 점점 우세해지는 경향이 모두 포함된 것으로 판단된다. 이 다량의 장석 정출은 P3 과정의 강한 알루미늄 농도 감소와 바륨, 스트론튬 및 유로피움의 감소를 잘 설명해준다.

요컨대, 질량 수지 계산에 따르면 소듐 계열의 분별 결정 작용은 상당한 양의 켈슈타이트와 단사회석에 의해 결정된다. 이 과정에서 사장석의 분별 결정은 다소 억제되며, 감람석은 중성질 마그마에서 정출되지 않는다. 반면, 포타슘 계열의 분화 과정은 끊임없는 감람석의 정출이 요구되고, 켈슈타이트 정출은 전혀 요구되지 않는다. 동시에, 초기에는 강한 단사회석 정출이 있었으나 이후 사장석의 정출이 무척 강해진다. 이 차이는  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  비율이 포타슘 계열에서 급증하는 것을 설명해주는



데, 이는  $K_2O/Na_2O$  비율이 사장석에서 무척 낮다는 사실에 근거한다. 또한, 사장석에 대해 비호정성 원소인  $MgO$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO_t$ 의 함량이 중성질 포타슘 계열에서 소듐 계열에 비해 높은 것 역시 설명된다. 특히, 사장석에 대해 매우 호정성인 원소, 스트론튬이 중성질 포타슘 계열에서 급감하는 것은 사장석이 많이 정출된다는 신호이다. 고철질 소듐 계열에서 스칸듐, 바나듐 및 코발트와 같은 원소가 고철질 포타슘 계열에 비해 더 빠르게 감소하는 경향은, 이러한 전이금속이 단사회석과 켈슈타이트에 잘 포함된다는 특성(Villemant et al., 1981; Tiepolo et al., 2007)이 반영된 것으로 해석된다.

실험 연구에 따르면, 켈슈타이트가 정출되기 위해 필요한 조건 중 주요한 것으로 마그마 내 물의 함량을 꼽는다. 또한 물의 함량이 높은 마그마에서는 사장석의 정출이 억제되는 것 역시 보고되어 있다(Nekvasil et al., 2004; Caricchi et al., 2006; Iacovino et al., 2016). 또한, 프랑스 중앙 지괴(French Central Massif)의 쉐느 데 뷔(Chaîne des Puys) 화산에서 광물 조합비를 통해 계산된 결과에 따르면, 알칼리가 풍부한 현무암질 마그마로부터 켈슈타이트를 정출하기 위해서는 약 1.5 wt % 혹은 그 이상의 물이 요구된다(Martel et al., 2013). 에레부스 화산의 경우를 보면, 전암 성분이 유사한 두 계열에 대해서 약 1 wt %의 물 함량 차이만으로도 켈슈타이트가 정출하는지의 여부를 결정할 수 있다(Oppenheimer et al., 2011; Rasmussen et al., 2017)

## 극지연구소

### 나. 향암

분석된 플레이아데스 화산암류 중 3개의 시료(M16012701, K16012425, K16012415)는 향암에 속한다(그림 8). 이들은 높은 알루미늄 함량( $Al_2O_3 \geq 18$  wt %)을 가져 벤모래아이트질 성분에서 조면암으로 가는 포타슘 계열의 경향성에서 확연히 벗어나 있다. 향암질 마그마의 형성은 화산에 따라 (1) 알칼리 함량이 풍부한 용융물의 분화 과정으로부터 형성된다는 모델과(Kyle et al., 1992; Panter et al., 1997; Thompson et al., 2001; Bryan et al., 2002; Martin et al., 2010; Jung et al., 2013) (2) 조면암으로부터 분화되어 만들어질 수 있다는 모델(While et al., 2012; Ackerman et al., 2015)이 공존하고 있다. 플레이아데스 화산 복합체의 소듐 계열은 로스 섬에서 발견되는 DVDP 분화 계열과 유사하다고 간주되어왔기 때문에(Kyle, 1982; Kyle et al., 1992), 플레이아데스 향암 역시 소듐 계열에서 비롯되었다고 생각해볼 수 있다. 그러나 테프리포놀라이트와 향암 간의 성분 차이가 상당히 존재하고,  $K_2O/Na_2O$  비율이 향암에서 높다는 점은 향암이 포타슘 계열로부터 비롯되었을

수 있음을 암시하고 있다.

질량 수지 계산에 따르면 향암의 성분은 소듐 계열의 테프리포놀라이트 성분과 포타슘 계열의 조면암 성분 모두로부터 유도 가능하다. 만약 시작 성분이 테프리포놀라이트(K16012713-1,  $\text{SiO}_2=56$  wt %)인 경우 약 64%의 결정질 고체의 정출로 향암 성분(M16012701)과 매우 유사한 성분을 복원할 수 있으며, 정출된 고체의 조성은 아노르소클래이스(61), 켈슈타이트(18), 단사휘석(3), 하석(7), 자철석(3), 인회석(2)이다. 한편, 약 90%의 결정질 고체를 정출시켜 조면암질 성분(K16012707-1,  $\text{SiO}_2=60$  wt %)으로부터 향암(K16012415)에 해당되는 성분을 복원할 수 있다(P4 과정, 그림 14). 이 때 요구되는 결정질 고체의 성분은 아노르소클래이스(36), 새니딘(45), 단사휘석(3), 켈슈타이트(8), 감람석(7), 산화 광물(1)이다. 두 경우 모두 시작점에 해당하는 시료로부터 측정되는 사장석의 성분은 칼슘 함량이 너무 높았기 때문에, Kelly et al. (2008)에서 보고된 에레부스 화산의 아노르소클래이스 성분을 도입하였다.

만약 테프리포놀라이트-향암의 분화 과정 모델이 맞다면, 향암을 만들기 위해서는 지각 혼염이 요구되지 않는다. 그러나 향암 시료(K16012425)는 동위원소비가 지각 물질 성분으로 치우쳐져 있으며( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70397$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512813$ ), 이를 고려하여 지각 혼염을 계산에 추가하게 되면 계산 결과는 성공적으로 도출되지 않는다. 또한 이 계산에 따르면 테프리포놀라이트-향암 분화 과정 내에서 새니딘의 정출은 전혀 요구되지 않는데, 이는 향암 시료에서 매우 흔하게 발견되는 것이 새니딘 반정이라는 사실과 맞지 않는다. 한편, 플레이아데스 화산암류 중 조면암 시료 두 개(M16012710, M16012714-2)는 감람석과 켈슈타이트가 반정 내지는 붕괴된 반정(pseudomorph)으로 발견되며 이 두 시료의 성분은 조면암-향암 분화 계열 사이의 성분에 해당한다. 벤모레아이트에서 조면암으로 포타슘 계열의 분화 작용을 거칠 때, *norm* 계산에 따른 하석(*ne*) 함량은 0이 된다. 즉, 포타슘 계열에서 조면암으로 향할 때, 규산염은 차츰 포화된다. 그러나 켈슈타이트와 감람석을 반정으로 갖는 조면암은 반대로 하와이아이트(*ne*=5-10 wt %)에 근접한 규산염 불포화도(*ne*=3.6-4.7 wt %)를 가지며 향암은 이보다도 더 높은 규산염 불포화도(*ne*>10 wt %)를 갖는다. 즉, 조면암에서 향암으로 향하는 분화 계열의 중간적 성격을 갖는 시료인 셈이다. 따라서, 플레이아데스 화산 복합체에서 발견되는 향암은 소듐 계열에서 비롯된 것이 아니라 포타슘 계열 마그마 중 일부가 규산염 불포화되면서 켈슈타이트를 최후에 정출하며 만들어낸 결과물이다. 이러한 성분을 도출하기 위해 정출되어야 하는 고체의 양은 상당한 것이지만, Ackerman et al. (2015)와 White et al. (2012)는 각각 70-80%와 90% 이상의 각섬석이 포함된 고체 정출이 조면암에서 향

암으로 분화하게 만들어준다고 보고했으며 이는 본 연구의 결과와 유사하다.



Stage	Sodic lineage			Potassic lineage			
	basanite – Phonotephrite K16012708-4	phonotephrite – Tephriphonolite K16012713-2	tephriphonolite – phonolite K16012713-1	hawaiite – mugearite J14120503-2	mugearite – trachyte J14120106-1	trachyte – trachyte K16012707-1	trachyte – phonolite K16012707-1
Parent							
Daughter	K16012713-2	K16012713-1	K16012415	J14120106-1	K16012708-1	K16012422-1	M16012701
OI (%)	8.1	–	6.8	19.3	14.2	5.9	6.9
PI	14.8	20.6	–	33.7	55.1	29.6	–
Sa/Ano†	–	–	0/60.6	–	–	52.5/0	44.6/36.2
Aug/Aeg*	33.2	21	3	59.7	14.5	1/4.8	3.2
Krs	35.8	36.2	17.7	–	–	–	8.3
Mt/Ilm‡	6.2/1	10.4	3.1	11/0.4	5/8.2	5.3	<0.1/0.8
Ap†	0.9	2.3	1.6	0.8	3.1	0.9	–
Ne	–	9.6	7.1	–	–	–	–
Contaminant	–	–	–	–24.9	–	–	–
F.C. (%)	45.5	27.7	64.3	38.6	39.8	64.9	89.7
SSE	0.002	0.102	0.048	0.101	0.035	0.048	0.000
R <sup>2</sup>	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000

표 2. 플레이아데스 화산암류 분화 계열의 분별 결정 작용에 대한 물질 수지 계산 결과표. F.C.는 모(母)용융물로부터 정출된 고체의 비율, SEE는 제곱오차의 합을 나타낸다. 아노르소클레이스 성분<sup>†</sup>은 Kelly et al. (2008)로부터 도입했으며, 에지린-휘석의 성분\*은 Kyle (1986)으로부터 획득하였다. 사선 기호가 없는 경우<sup>‡</sup>는 에지린-휘석 혹은 티탄철석이 없는 경우이다. Ano=아노르소클레이스, Aug=보통휘석, Aeg=에지린-휘석, Ap=인회석.

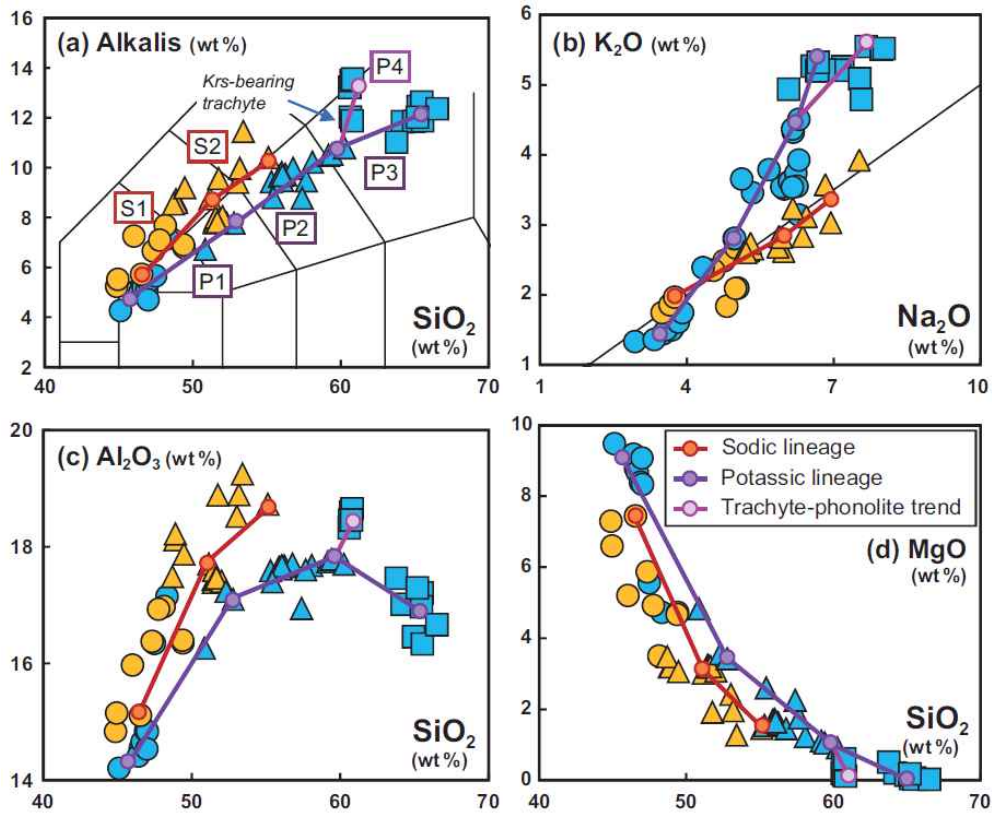


그림 14. 플레이아테스 화산암류 내 소듐 및 포타슘 분화 계열과 성분을 통한 질량 수지 계산으로 복원한 분별 결정 작용 경로(그림 14d 참고)를 도시한 것. 각 경로 단계에 해당하는 S1, S2, P1, P2, P3, P4는 그림 14a에 표기했다. 각 경로의 자세한 설명은 본문을 참고하라.

### 3. 지각 혼염

질량 수지 계산에 따르면 포타슘 계열의 하와이아이트-뮤저라이트 분화 작용에는 지각 혼염이 있어야 한다. 이 단계에서의 분별 결정 작용에 포함되는 광물들은, 사장석( $An_{60-80}$ ,  $Na_2O+K_2O < 5$  wt %)이라 할지라도 알칼리 함량이 낮아서 추가적인 작용이 존재하지 않으면 분화 과정상의 높아지는 알칼리 함량을 보정할 수 없게 된다. 즉, 만약 지각 혼염에 따라 알칼리 함량이 낮춰지지 않는다면 포타슘 계열은 소듐 계열과 비슷한 방향으로 향하게 되는데, 이는 에레부스 화산(Kyle et al., 1992)이나 테네리페(Tenerife, Ablay et al., 1998)에서 발견되는 경향성과 같은 것이다. Wilson et al (1995)는 고철질에서 중성질 성분의 마그마 성분의 다양성은 지각 혼염을 통해 더 극대화될 수 있다고 주장하였다. Schneider et al. (2016) 역시 알칼리 마그마의 규산염 포화도가 지각 혼염에 의해 촉진될 수 있다고 강조하였다.

미량원소 함량 및 Sr-Nd-Pb 동위원소비는 이러한 지각 물질의 혼염의 증거를 제공한다. 포타슘 용암류의 스트론튬 함량은 규산염이 50 wt % 함량을 넘어가면서 급격하게 800 ppm 이하로 줄어든다. 이러한 불연속성은 Ba, Nb, Eu 및 다른 희토류 원소에서도 발견된다(그림 10). 분화한 포타슘 계열 화산암류의 Ce/Pb (9.4-29.5) 및 Nb/U (13.3-49.9) 비율은 고철질의 것(Ce/Pb=30-41, Nb/U=36.3-54.8)에 비해 매우 낮으며 지각 물질의 범위(Ce/Pb=3-5.1, Nb/U=4.4-25; Hacker et al., 2015)로 향한다.

지각 혼염은 동위원소비에서도 극명하게 나타난다. 분화한 포타슘 화산암류의 동위원소비( $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.70375$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd < 0.51282$ )는 고철질 화산암류의 성분 범위와는 상당한 차이를 보인다(그림 12). 이는 납 동위원소에서도 일관되게 관찰된다( $^{206}Pb/^{204}Pb < 19.5$ ;  $^{208}Pb/^{204}Pb < 39.4$ ). 중성질 암석과 규장질 암석(조면암, 향암)의 동위원소비 범위가 유사하다는 것은, 중성질에서 규장질 암석으로 분화하는 과정에서 추가적인 지각 혼염은 요구되지 않음을 의미한다. 이는 질량 수지 계산과 잘 일치하는 결과이다.

지각 혼염이 어떤 물질과 어느 정도 규모로 일어났는 지 파악하기 위하여 몇 가지 가능성이 높은 지각 물질을 검토하였다. 비록 플레이아데스 화산 복합체에서 흔히 발견되는 지각 물질은 화강섬록암질 포획암이지만, 이들과의 혼합선은 실제 분석 결과에 비해 높은  $^{143}Nd/^{144}Nd$  비를 요구한다(그림 12b). GHIC 시료와의 혼합선 역시 같은 이유로 플레이아데스 화산암류와의 지각 혼염을 설명하기에는 잘 맞지 않는다. 반대로, 이질(pelitic) 백립암과 혼성암과의 혼합선은 플레이아데스 포타슘 중성질 화산암류와 잘 맞는다. 몇몇 시료(K16012708-4, K16012425)는 보다 높은

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  비를 가져 상부지각 물질과의 혼염이 의심되긴 하지만, 전체적 경향성은 하부 지각 물질(혼성암, 백립암)을 지지한다.

지각 혼염의 정도는 혼염되는 물질의 성분에 따라 달라지게 된다. 질량 수지 계산에 따르면, 혼성암은 약 10%, 이질 백립암과는 약 9-14%의 혼합 정도가 예상된다. 고철질 백립암(12B22,  $\text{SiO}_2=49$  wt %; Talarico et al., 1995)은 너무나 많은 혼합비(24%)를 요구하여 비현실적이다. 주원소 성분을 통한 질량 수지 계산에서 예측하는 혼합비(9.6-13.8 wt %)에 비해 동위원소비 혼합선상에서 요구하는 혼합비는 대체로 더 낮다(5-10%). 이 중에서 후퇴변성을 받은 이질 백립암 시료(13B29, Talarico et al., 1995)가 가장 잘 맞아떨어지는데 질량 수지 계산상으로는 9.6 wt %의 혼합을, 동위원소상으로도 약 10%의 혼합을 요구한다. 윌슨 지괴에서 채취된 혼성암 역시 상당한 일치율을 보여주긴 하나, 혼성암이 안정한 압력 범위(<6 kbar)는 플레이아데스 마그마가 기원했으리라 추정되는 하부 지각 조건에 비해 너무 낮다(Palmeri, 1997). 게다가 이질 혼성암이 하부 지각 조건에 놓이게 되면 결국 이질 백립암이 될 것이다. 따라서, 약 10%에 해당하는 하부 지각 물질, 즉 이질 백립암과의 혼염 작용이 동위원소비와 주원소 성분을 가장 잘 반영하는 설명이라 판단하였다.

플레이아데스 화산 복합체 아래에 놓인 하부 지각의 암상에 대해서는 알려진 바가 없다. 비록 다양한 암상이 포함될 수 있지만, 하부 지각의 일반적인 성분은 고철질 내지는 중성질에 해당할 것이라 예상되어 왔다(Hacker et al., 2015). 로스 조산 운동에 따른 바우어 및 로버슨베이 지괴의 충돌 모델에 따르면(Flöttman & Kleinschmidt, 1991; Federico et al., 2006; Rocchi et al., 2011), 윌슨 지괴에 접하게 되는 바우어 지괴의 경계는 남서 방향으로 경사진(혹은 거의 수직한) 경계를 갖는다. 따라서 플레이아데스 화산 복합체에서 요구되는 혼염 물질이 이질 백립암이라는 결과는 플레이아데스가 있는 바우어 지괴의 하부 지각이 당시 들러붙은 이질 내지는 사질 암석들일 것임을 암시한다. 물론, 위 계산 결과에 존재하는 필연적인 오차는 플레이아데스 화산 복합체 하부에 존재할, 아직 드러나지 않은 더 많은 암상이 있을 수 있음을 암시하기도 한다.

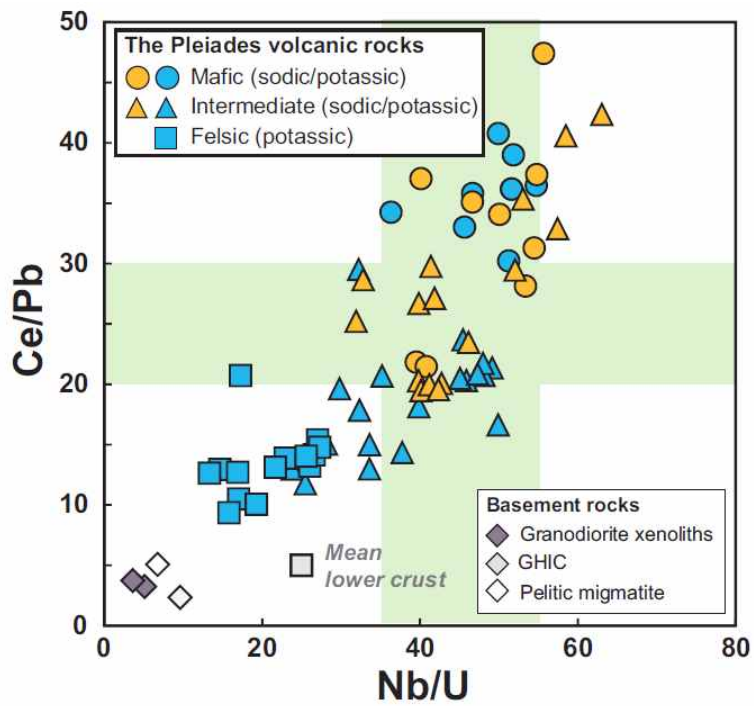


그림 15. 플레이아데스 화산암류와 함께 분석된 기반암류의 Ce/Pb 대 Nb/U 도표. 녹색 영역은 대양도 현무암(Hofmann, 1988)의 성분 범위를, 회색 네모는 Rudnick & Gao (2003)에서 제시한 하부 대륙 지각의 평균적 성분을 도시한 것이다.



#### 4. 기원암의 특성

분별 결정 작용과 지각 혼염 작용은 플레이아데스 화산암류의 두 분화 계열이 어떻게 다르게 행동하는 지 잘 설명해준다. 그러나 하와이아이트와 바사나이트 성분에서의 소듐 및 포타슘 계열 성분 차이, 특히 물의 함량 차이는 분별 결정이나 지각 혼염 작용이 주요한 영향을 주기 전부터 존재한 것으로, 맨틀 기원지로부터 유래한 것이다. 지각 물질의 낮은 물 함량으로 인해 포타슘 계열의 무수 환경이 더 심화되었을 수는 있겠으나, 광물 정출 조합의 차이는 지각 물질의 혼염이 있기 전부터 물 함량 차이가 서로 달랐음을 암시한다. 또한 추정된 압력 온도 조건이 두 계열에서 유사하기 때문에, 서로 다른 유체의 소실에 의한 차이라고 추정하기도 어렵다. 따라서 하와이아이트와 바사나이트의 성분 차이를 통해 기원암의 차이를 추정하는 과정이 필요하다.

관내부 마그마의 초기 성분은 기원암의 성분, 압력 및 부분 용융도에 따라 결정된다(Wilson et al., 1995; Panter et al., 1997; Beier et al., 2008; Kolb et al., 2012; McGee et al., 2013, 2015; Pilet, 2015; Baasner et al., 2016). 다양한 화산암 연구에서, 기원암의 속성을 파악하기 위해 가장 초기 성분의 화산암류 미량원소 농도 및 미량원소 비를 활용해왔다(Hofmann, 2003). 이를테면 Hofmann et al. (1986)에서는 대양도 현무암(OIB)과 중앙해령 현무암의 Nb/U (~47) 및 Ce/Pb (~25)의 비교적 일정한 비율을 보고하였다. 플레이아데스 화산암류의 이 비율들 역시 비슷한 영역에 도시된다(그림 15). 또한 원시 맨틀로 표준화한 플레이아데스 고철질 화산암류의 미량원소 패턴은 소듐과 포타슘 계열에서 형태상의 차이가 거의 없다. 따라서 소듐과 포타슘 계열 간의 기원암 성분 차이는 크지 않았을 것이라 생각할 수 있다.

플레이아데스 화산암류의 규산염 성분 범위는 45% 이하부터 시작된다. 규산염 함량이 가장 낮은( $\text{SiO}_2=44.9$  wt %) 소듐 계열의 바사나이트는 대체로 단사회석 반정을 가지고 있기 때문에, 실제 최초 성분은 더 높은 MgO와 낮은  $\text{SiO}_2$ 에서 시작되었을 것이라 예상할 수 있다. 무수 조건의 석류석 러졸라이트(lherzolite)에 대한 부분 용융 실험은 규산염이 불포화된 대양도 현무암질 마그마의 주원소와 미량원소 성분은 감람암이 아닌 조성의 맨틀과 유체(특히 이산화탄소)가 요구된다고 보고하고 있다(Davis et al., 2011; Davis & Hirschmann, 2013). 다양한 화산암의 광물 성분(Hauri, 1996; Sobolev et al., 2005; Prytulak & Elliott, 2007; Herzberg, 2011), 실험 결과(Irving, 1974; Ito & Kennedy, 1974; Hirschmann et al., 2003; Kogiso, 2004) 및 동위원소 자료(Chase, 1981; Hofmann & White, 1982; Kokfelt, 2006)를 기반으로 섭입된 에클로자이트(eclogite)나 휘석암(pyroxenite)이 기원 연약권에 있

을 수 있음도 알려져 있다. 최근의 빅토리아랜드 맨틀 포획암의 연구는 빅토리아랜드 마그마가 암석권 맨틀로부터 기원하였으며 에클로자이트의 성분이 중요한 요인 중 하나임을 지적하였다(Di Vincenzo et al., 1997; Melchiorre et al., 2011; Martin et al., 2015). 한편, 교대작용을 받아 운모 혹은 각섬석이 포함된 맨틀 포획암이 빅토리아랜드에서 발견되면서(O'Reilly & Griffin, 1988; Haggerty, 1995), 이러한 교대작용을 받아 알칼리 성분이 풍부한 광물이 포함된 암석권 맨틀이 부분 용융을 겪으면서 알칼리 함량이 높은 마그마를 만들었다는 주장이 함께 제기되었다(Kushiro et al., 1967; Varne, 1968; Lloyd & Bailey, 1975; Sun & Hanson, 1975; Pilet et al., 2008, 2011; Davis & Hirschmann, 2013).

모든 바사나이트-향암 성분 범위의 높은 알칼리 화산암류 계열이 물이 풍부한 것은 아니라는 점 역시 특기할 만하다. 남극 화산 중에서는 모닝 화산(Martin et al., 2010)과 에레부스 화산(Kyle et al., 1992)이 대표적이다. 예컨대, Martin et al. (2013)은 모닝 화산의 각섬석이 정출되지 않는 리베라 릿지 계열(Rivera Ridge Lineage)이 무수 맨틀암으로부터 기원했다는 것을 보였다. 역으로, 각섬석이 포함된 바사나이트를 분출시킨 독일, 마다가스카르 지역의 화산지대의 암석들이 수화 광물이 포함된 암석권 맨틀로부터 유래되었다는 주장이 공존한다(Melluso et al., 2007; Kolb et al., 2012; Jung et al., 2013; Melluso et al., 2018).

플레이아데스 고철질 화산암류에서는 음의 포타슘 이상성과 양의 니오븀 이상성이 발견된다(그림 11). 음의 포타슘 이상성은 부분 용융을 겪는 잔류암에 포타슘이 함유된 광물이 공존함을 의미한다. 반대로 포타슘이 포함된 광물의 분별 결정 효과는 배제될 수 있는데 이는 가장 고철질의 암석 중에는 포타슘을 함유할 수 있는 정출 광물이 존재하지 않기 때문이다. 흑운모(특히 phlogopite)와 각섬석은 상부맨틀 조건에서도 안정할 수 있음이 알려져 있다(Kushiro et al., 1967; Sato et al., 1997; Sudo & Tatsumi, 1990; Greenough, 1988). 각섬석이 포함된 맨틀의 부분 용융 실험에 의해 예상되는 고철질 마그마의 성분에는 양의 니오븀 이상성과 음의 납 이상성 등이 포함되는데, 이는 플레이아데스 화산암류와 일치한다(Pilet et al., 2011). 특히, 바륨이 란타넘에 비해 부족해지지 않는 것은 기원지에 놓여 있는 포타슘 함유 광물이 흑운모보다는 각섬석임을 지지한다(Jung & Hoernes, 2000; Schubert et al., 2015).

각섬석과 흑운모가 포함된 교대작용을 받은 맨틀 포획암은 빅토리아랜드 곳곳에서 보고되어 있다(Horning & Wörner, 1991; Zipfel & Wörner, 1992; Perinelli et al., 2006, 2011; Martin et al., 2014, 2015). 각섬석의 안정역은 상부맨틀의 온도, 압력 및 유체 함유량에 의해 결정된다. 파라가사이트질(paragasitic) 각섬석의 안정역은

약 3 GPa에 이르고, 약 1100도까지 이른다고 보고되어 있다(Dai et al., 2014; Mandler & Grove, 2016). 이 압력 범위는 남극횡단산맥 하부에서 보고되어 있는 저속도층의 최상부 범위와 유사하다(약 60-160 km; Graw et al., 2016). 이 저속도층은 부분 용융이 일어나는 곳이라고 받아들여지는데(Lawrence et al., 2006; Brenn et al., 2017), 다만 북빅토리아랜드의 암석권 두께는 아직 정확하게 알려져 있지 않다. 대략적인 범위는 ten Brink et al. (1997)에서 보고된 것으로, 남극횡단산맥 하부의 경우 대략  $85 \pm 15$  km 정도이다. An et al. (2015)에서는 암석권 최하부의 온도를 1300-1400°C로 추정하였고, 이 높은 온도(>1150°C)는 모호 경계 가까이까지 이른다. 이 온도 범위는 각섬석 부분 용융 실험에서 가정하는 온도 범위(1150-1400°C)와 잘 맞아떨어진다고(Pilet et al., 2008, 2011). 이 관찰 결과는 플레이아데스 화산 복합체 밑에 각섬석 혹은 흑운모가 포함된 교대작용 받은 암석권 맨틀이 있을 수 있음을 시사한다.

높은  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (>19.5), 낮은  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (<0.51290) 동위원소비, 미량원소의 전체적 부화, 음의 납 이상성과 양의 니오븀 이상성은 플레이아데스 화산 복합체의 마그마 기원 맨틀암이 맨틀 HIMU 조성이 섞인 것이라 보거나, 혹은 저자에 따라서는 'FOZO'에 가까이 있다고 평가할 수 있다(Finn et al., 2005; Sims et al., 2008; Aviado et al., 2015). 플레이아데스 화산암류의 동위원소 성분 범위는 이러한 특성을 지닌 인근의 다른 화산암류, 즉 로스 해, 질랜드아 등과 잘 겹쳐진다(Panter et al., 2006, 2018; Timm et al., 2010; Scott et al., 2013; van der Meer et al., 2017). 이러한 HIMU와 유사한 동위원소적 특성은 질랜드아와 서남극열곡대, 인도-호주판 동부에 걸쳐 광범위하게 보고되며, Finn et al. (2005)는 이를 묶어 DAMP (diffusive alkalic magma province)라고 명명하였다. 약 1억 년 전에는 이 DAMP에 속한 영역이 모두 곤드와나 대륙 남쪽의 한 영역에 묶여 있었기 때문에, 많은 저자들은 이를 과거에 있었던 공통적인 교대 작용의 흔적으로 생각하고 있다(Coombs et al., 1986; Panter et al., 2000, 2006; Finn et al., 2005; Hoernle et al., 2006; McCoy-West et al., 2010; Timm et al., 2010; Martin et al., 2013; Aviado et al., 2015; Scott et al., 2016; van der Meer et al., 2017).

그러나 교대 작용의 원인이 무엇이었는지, 왜 특정한 동위원소 특성을 나타내는 지에 대해서는 아직 의견이 분분하다. 가설 중에는 과거에 있었던 맨틀 플룸의 흔적이라는 주장(Lanyon et al., 1993; Weaver et al., 1994; Rocholl et al., 1995; Hart et al., 1997), 섭입대로부터 유래한 유체 및 용융물에 의한 특성이라는 주장(Panter et al., 2006; Sprung et al., 2007), 섭입된 슬랩(slab)이 분리되면서 만들어진 맨틀 상승류라는 주장(Finn et al., 2005), 암석권 맨틀의 분리에 의한 것이라는 주장

(Timm et al., 2010; Shen et al., 2018)이 모두 포함된다. 탄산염 광물은 니오븀의 함량이 비교적 높고, 납에 비해 우라늄과 토륨의 호정성이 높아서(즉, [U+Th]/Pb가 높아서), 지표로부터 기원했던 탄산염과 탄소 분압이 높은 용융물 혹은 카보네타이트(carbonatite)질 용융물이 HIMU와 유사한 특성을 교대작용을 통해 암석권 맨틀에 부여할 수 있다는 주장이 제기되었다(Pfänder et al., 2012; Castillo, 2015; McCoy-West et al., 2016). 서남극열곡대 일대에서는 카보네타이트질 교대작용이 맨틀암에서 보고되어 있으며(Martin et al., 2013), 질랜드아에서도 같은 특성이 보고되어 있다(Scott et al., 2014; McCoy-West et al., 2015). 따라서 플레이아데스 화산 복합체의 마그마의 기원암에도 이들 DAMP 마그마 기원암과 같은 특성을 공유하고 있을 것이라 판단된다.



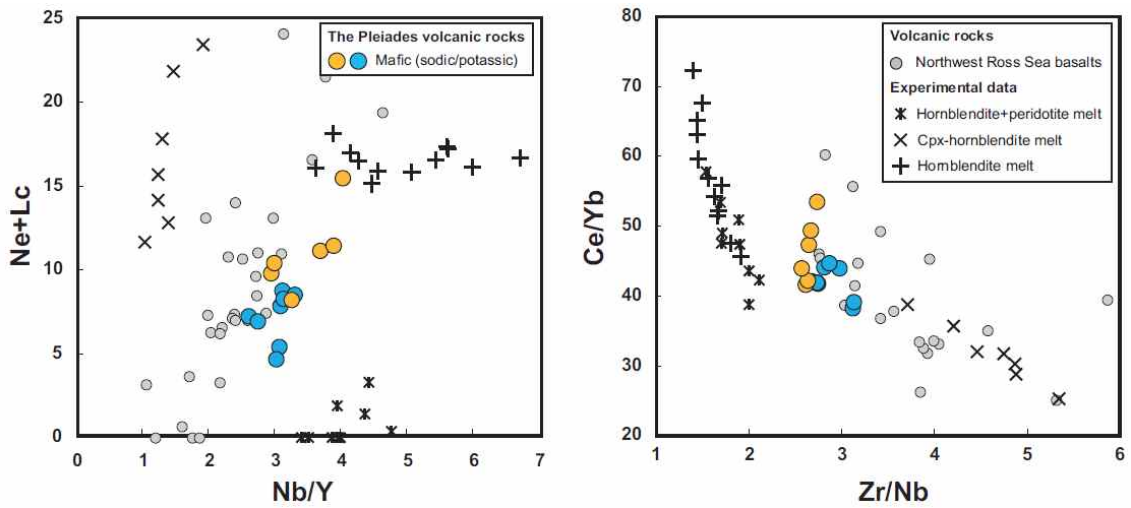


그림 16. (a) CIPW norm 계산을 통해 얻어진 광물 조성비 중 하석과 백류석 (leucite) 대 전암 미량원소 성분비( $Nb/Y$ )를 도시한 것과, (b)  $Ce/Yb$  대  $Zr/Nb$  도표. 로스해 북서부의 화산암류 조성(Panter et al., 2018)과 각섬석이 포함된 맨틀 부분 용융 실험 결과(Pilet et al., 2008)를 함께 도시하였다. 이곳에 도시된 모든 화산암류 자료의  $Fe^{3+}/Fe_{tot}$ 의 비는 0.2를 가정한 계산이다.

## 5. 기원암의 부분 용융 과정

교대작용을 받은 암석권 맨틀의 형성과 부분 용융 모델은 여러 저자에 의해 제시된 바 있다(Pilet et al., 2008; Rooney et al., 2014). 이 모델에 따르면, 암석권 맨틀로 침투한 이전 혹은 동시기의 용융물이 휘석, 각섬석 및 흑운모가 풍부한 교대작용에 따른 암맥들을 남긴다. 이러한 ‘교대맥(metasome)’은 후에 부분 용융을 거치면서 주변 감람암과 반응 정도에 따라 다양한 정도의 규산염 불포화 마그마를 형성할 수 있다고 주장된다. 특히, Pilet et al. (2008)은 규산염이 불포화된 마그마가 주변의 감람암과 반응하면서 규산염이 보다 풍부한 알칼리 현무암질 마그마를 만드는 기작을 설명하였다.

플레이아데스 마그마의 생성 기작 역시 위의 모델에 따라 설명해볼 수 있다. 이에 따르면, 포타습 계열의 가장 초기 성분은 소듐 계열보다 더 알칼리 함량이 낮고 규산염 불포화도가 적은 하와이아이트질 용융물이므로, 암석권 맨틀의 건조한 감람암질 성분과 반응을 더 받은 결과일 것이다. 플레이아데스 포타습 고철질 화산암류에서 발견되는 낮은 알루미늄, 티타늄, 포타습 및 루비듐의 함량과 높은 Zr/Nb (>2.6) 비율은 이 모델과 잘 맞아떨어진다. 또한, Panter et al. (2018)은 아데어 해분(Adare Trough)과 할렛 화산대에서 분석한 화산암 자료를 바탕으로, Nb/Y의 증감과 규산염 불포화도가 각섬석의 풍부한 교대맥이 부분 용융에 참여하는 정도가 다름에 따라 결정된다고 주장하였다. 플레이아데스 화산암류 역시, 규산염 불포화도가 더 높은 소듐 계열에서 더 높은 Nb/Y 비율이 관찰된다(그림 16). 플레이아데스 화산 복합체 대부분을 차지하는 것은 포타습 계열의 마그마로서, 본 연구 자료를 토대로 교대작용을 받은 암석권 맨틀이 더 강력한 부분 용융을 거치면서 주변의 무수 감람암과 더 많은 반응을 일으키고 마침내 더 부피가 큰 포타습 마그마를 만들었다고 해석한다. 반면, 소듐 계열은 더 낮은 정도의 부분 용융 과정에서 주변의 건조한 감람암과의 반응이 적어, 더 물이 풍부하고 부피가 작은 분화 계열을 형성하였다고 판단된다.

서남극열곡대에서 관찰되는 대륙지각 경계와 수직으로 흐르는 맨틀류는 빅토리아랜드 하부의 암석권 맨틀에 열을 공급해주어, 북빅토리아랜드 하부의 교대작용 암석권 맨틀이 녹을 수 있음이 알려져 있다(Nardini et al., 2009; Panter et al., 2018; Shen et al., 2018). 이 과정에 의해 북빅토리아랜드 전역에는 다양한 성분의 작은 분석구들이 만들어지는데, 이 때 상당수의 성분은 바사나이트에 가깝다(Kyle et al., 1990). 단층대의 재활동으로 만들어지는 크고 작은 장력에 의한 암석권의 얹아짐이 가능하며(Giordano et al., 2012; Vignaroli et al., 2015) 이에 따라 부분적으로 더

많은 양의, 규산염이 더 포화된 용융물이 발생할 수 있다고 알려져 있다. 플레이아데스 화산암류는 이 모든 경우를 포함하는 것으로 추측해볼 수 있다. 작은 분석구는 소듐 계열을, 더 큰 화산체는 포타슘 계열에 비유될 수 있을 것이다. 멜버른 화산 지대 역시 이에 부합하는데, 부피가 큰 주요 산체는 하와이아이트-조면암에 해당하는 계열을 따르며, 산재하는 작은 분석구들은 각섬석을 정출하는 바사나이트 내지는 테프라이트에 해당한다(Kyle, 1990; Giordano et al., 2012). 오버로드 화산에서 역시 비슷한 두 계열이 발견되는데(Kyle 1990), 이는 본 연구에서 보고하는 플레이아데스 화산 복합체의 형성 기작이 북빅토리아랜드의 다른 화산들에도 적용될 수 있는 잠재력을 시사하는 것이다.



## 제 6절 플레이아데스 마그마의 황화물 및 친동성 원소 거동

마그마는 비록 대다수가 규산염질 성분으로 구성되어 있으나, 조건이 맞아떨어지는 경우에는 물, 이산화탄소, 혹은 황화물 등의 성분을 지닌 여러 유체가 공존할 수 있다(예: Fulignati et al., 2018; Wallace & Green, 1988). 다른 유체와 달리 황화물 용융물은 금속 이온과 결합된 성분을 가져 밀도가 높아 분별 결정되는 다른 규산염 광물처럼 집적되기도 한다(Arid et al., 2017). 마그마에 들어 있는 원소 중 일부(친동성, 친철석 원소)는 규산염질 용융물보다 황화물 용융물에 훨씬 호정성(compatibility)을 보여, 황화물 용융물이 만들어지는 조건에서는 황화물의 거동에 따라 해당 원소들의 행동 양상도 급변하게 된다. 황화물이 만들어지는 것은 마그마에 대한 황의 포화도에 의해 결정되며, 황의 포화도는 마그마의 성분, 산화도를 결정할 다른 유체의 함량, 온도, 압력의 함수이다(Fleet et al., 2006; Jugo et al., 2010). 이러한 변수들은 마그마의 상승과 분화 작용에 따라 시시각각 변화하므로, 마그마 분화 과정상 어느 시점에 황화물 포화가 일어나느냐에 따라 향후 마그마의 특성은 크게 달라지게 된다. 예컨대, 황화물 포화가 이른 단계에서 일어나면 분화된 상부 마그마의 친동성 원소의 함량이 급감할 것이므로 상부 지각에서의 광화 작용은 기대하기 어렵다. 이러한 성질 때문에, 황화물 포화가 비교적 늦게 일어날 가능성이 높은 화산호(volcanic arc) 환경에서의 친동성 순환 연구는 광상 연구와 함께 많은 관심을 받고 있다(예: Hao et al., 2017; Park et al., 2016; Zelenski et al., 2016). 하지만 판내부 화산암류에 대한 친동성 및 황화물 거동에 대한 연구는 이제 시작 단계이며 대부분은 가장 전형적인 맨틀 플룸 기원의 대양도 화산암류에 집중되어 있는 현실이다(Day, 2013).

### 1. 화산암류 내 황화물의 암석 기재상의 특성

플레이아데스 화산암류에는 황화물이 흔하게 발견되나, 그 분포가 균질하지 않다. 대부분의 황화물은 고철질 암석에서 발견되는데, 특징적인 것은 포타슘 계열에서 발견되는 황화물의 양은 소듐 계열의 것보다 현저히 적다. 소듐 계열에서 발견되는 황화물은 균질하게 분포하지는 않으나 대부분은 단사회석과 캘슈타이트 반정 내에 포유물로서 발견된다(그림 17, 18). 특히, 크기가 큰 반정에서 발견되는 빈도수가 더 높은 경향을 보이며, 특정 단사회석(K16012708-4 단사회석 거정)에서는 전체 황화물의 상당수를 차지하기도 한다(그림 17). 또한, 테프라이트 시료 J14120107-1에서는 석기와 직접 맞닿아 있는 황화물이 발견되기도 하며, 이는 황화물 포화가 상당



히 이른 과정에서 발생했음을 암시한다.

황화물의 광물상은 주로 세 광물로 이뤄지는데(그림 17, 18, 19), 대부분은 자황철석(pyrrhotite)으로 구성되고, 일부 황화물 내에서 부분적으로 황동석(chalcopyrite) 혹은 펜틀란다이트(pentlandite)가 함께 발견된다. 황동석은 상대적으로 흔하지만, 펜틀란다이트는 매우 드물게 관찰되며, 관찰된다고 해도 그 크기가 황동석에 비하면 미미한 수준에 머무른다. 모든 황화물이 신선한 상태로 존재하는 것은 아닌데, 특히 구형의 다공성 자철석은 황화물이 변한 결과물로 해석된다. 다공성 자철석은 반정으로 산출하는 티탄자철석과 달리 티타늄의 함량이 미미한 수준에 머무를뿐더러, 산출 형태가 자형이 아닌 구형으로, 자철석이 성장할 때는 기대하기 어려운 조직이다. 이러한 특성은 Larocque et al. (2000)이 피나투보 화산에서 보고한 조직과 일치하는 것으로, 연구자들은 이를 분출 전 황화물이 붕괴하면서 황이 빠져나간 결과물이라고 판단하였다.

포타습 계열에서 잘 발견되지 않는 황화물은 간혹 뮤저라이트 성분의 암석에서 발견되기도 한다. 특히 J14120106-1, K16012708-2와 같은 시료에서는 석기에서까지 발견되는 황화물이 특징적이다. 반면 기재상 이 시료상에서는 황동석이나 펜틀란다이트는 거의 발견되지 않은 채로, 거의 모든 황화물이 자황철석으로 구성되어 있다.

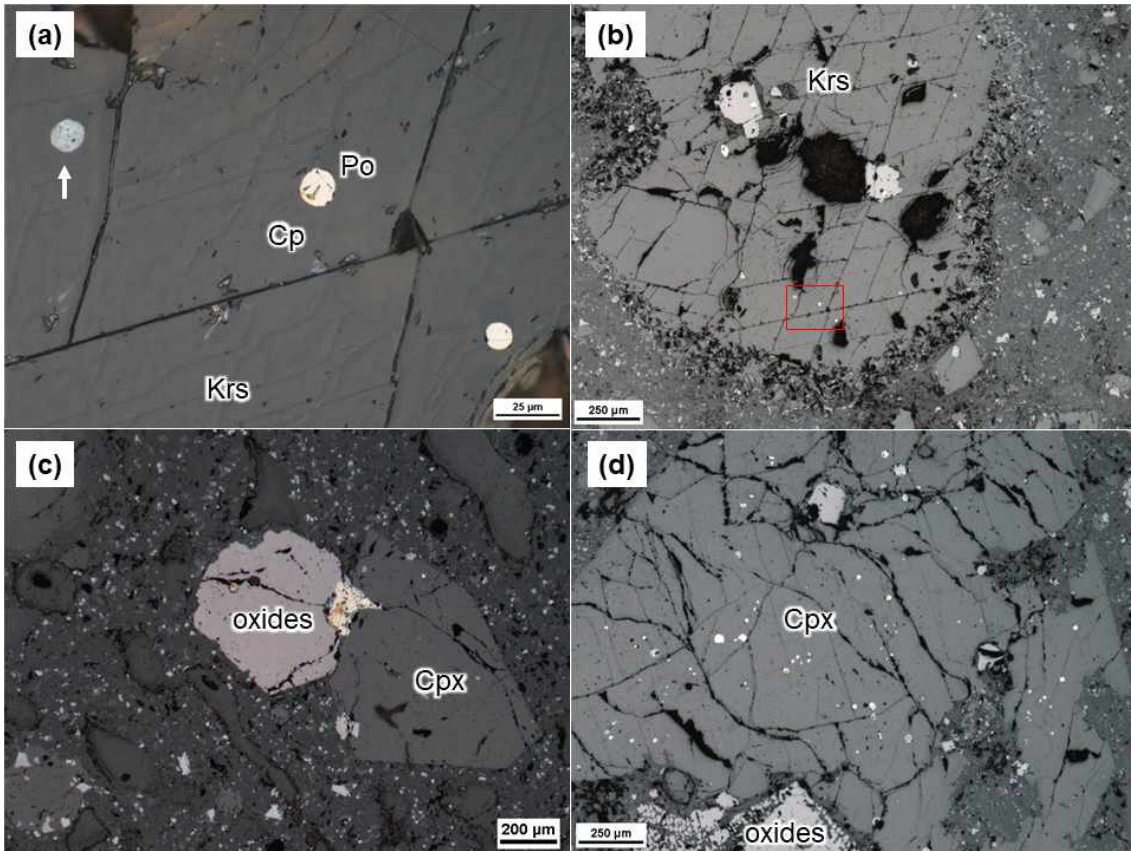


그림 17. 플레이아테스 화산암류 내에서 발견되는 황화물의 반사 현미경 사진. (a) 켈슈타이트 반정 내에서(그림 17b 붉은 사각형) 발견되는 구형의 황화물. 중앙 황화물의 왼편 아래에 작은 부피의 황동석이 발견된다. 또한 황이 빠져나가면서 만들어진 다공성 자철석(흰 화살표) 역시 발견된다. (b), (d) 바사나이트(K16012708-4)에서 발견되는 거정 켈슈타이트(b)와 단사회석(d) 내 여러 황화물의 군집. (c) 뮤저라이트(J14120106-1)에서 발견되는 황화물의 모습. 산화 광물 내 포유물 및 광물 사이에 협재된 형태이다.

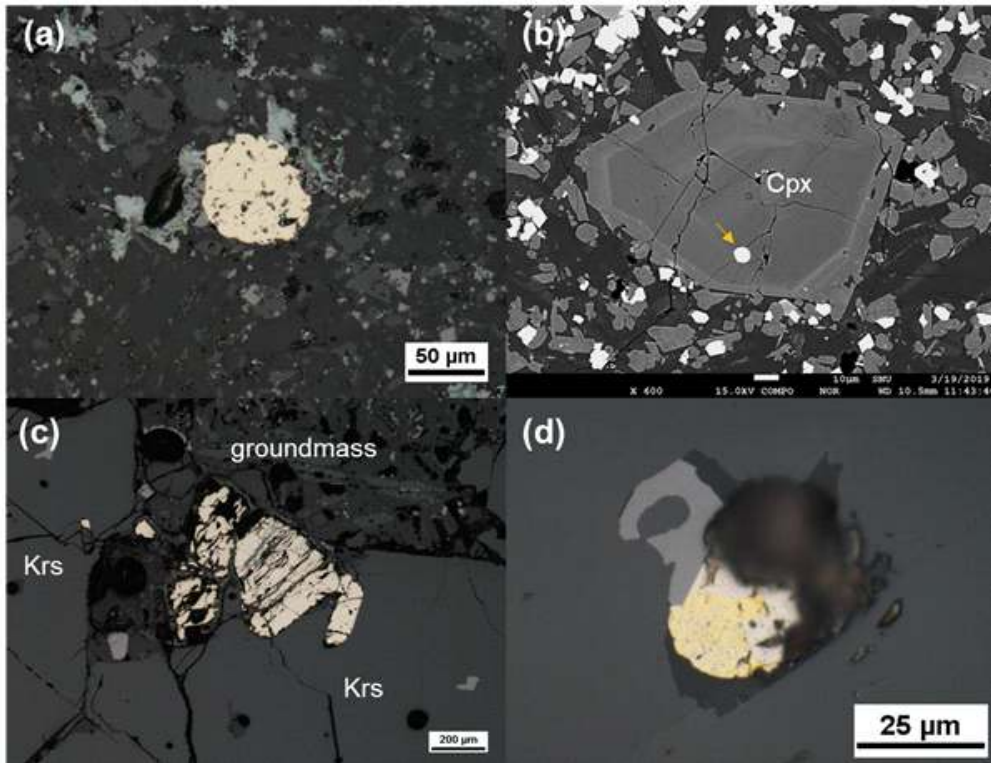


그림 18. 황화물의 플레이아데스 화산암류에서 발견되는 황화물 박편 반사현미경 사진. (a) 테프라이트(J14120107-1) 석기에 들어 있는 둥근 황화물. (b) 바사나이트(K16012411-1) 단사회석 미반정의 핵(core) 부분에 포유된 황화물(노란 화살표). (c) 칼슈타이트-사장석-인회석 집적암(J14120504-3)에서 발견되는 황화물 거정. (d) 바사나이트(K16012708-4)에서 발견되는 황화물-산화광물-공동 복합물.

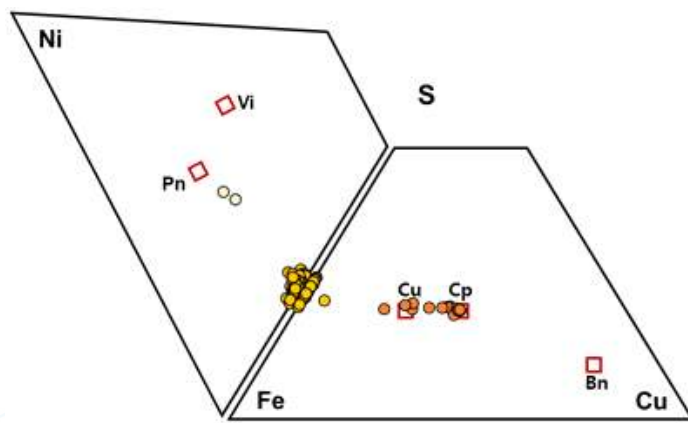


그림 19. 플레이아데스 고철질 화산암 내 황화물의 성분 삼각도표.

목차연구소

## 2. 집적암에서의 황화물

플레이아데스 화산암류에서는 다양한 집적암 파편이 포획암으로서 발견된다(그림 5). 하지만 황화물이 발견되는 집적암은 오로지 티탄철석-켈슈타이트-섬록암으로 국한된다(그림 18c). 이 암석은 티탄철석, 켈슈타이트, 사장석으로 구성되나 간혹 켈슈타이트 중심에는 단사회석이 포유물로 관찰된다. 이는 켈슈타이트가 단사회석 위에 덧자란 것임을 암시한다. 광물 조합상 이는 화산암류 중에서도 테프리포놀라이트의 정출 광물 조합에 가장 가깝다.

그러나 이는 미량원소의 양상과는 다른 결과이다. 친동성 원소의 전형적인 행동을 보이는 구리는 포타슘 및 소듐 계열의 고철질 성분에서 급감한다. 이는 이미 고철질 성분에서 황화물이 마그마 내 포화되어 용출되고 있음을 의미한다. 그러나 고철질 집적암에 해당하는 반려암질, 감람암질 포획암에서는 황화물이 발견되지 않는다. 이것은 티탄철석-켈슈타이트-섬록암이 여러 단계의 진화사를 겪어야함을 암시한다.

티탄철석-켈슈타이트-섬록암질 집적암에서 발견되는 단사회석과 켈슈타이트 성분은 화산암의 특성과는 다르다. 두 광물상 모두 4배위 알루미늄( ${}^T\text{Al}$ )과 티타늄 함량에서 빈화를 보이는데, 단사회석에서 이 경향성은 조금 더 크다(그림 20). 비록 광물 조합(산화 광물+켈슈타이트+사장석+인회석)은 테프리포놀라이트의 정출 광물 조합과 정확히 일치하지만, 단사회석의 성분은 포타슘 계열의 정출 광물과 일치한다(그림 20c). 이 사실은 티탄철석-켈슈타이트-섬록암질 집적암은 가장 초기에는 포타슘 계열로부터 비롯되었음을 암시한다.

## 3. 친동성 원소의 함량: 백금족 원소 성분 분석

플레이아데스 화산암류의 백금족 원소 함량은 일반적인 플룸 기원의 마그마(예컨대 하와이, 카나리 군도 등)에 비해 약 10분의 1 정도로 낮다(그림 21). 이는 이미 백금족 원소들이 마그마를 빠져나왔기 때문일 수도 있고, 초기 마그마의 백금족 원소 함량 자체가 적었을 수도 있다. 각섬석이 풍부한 교대 작용을 받은 암석권 맨틀의 백금족 원소 함량이 주변의 감람암보다 낮다는 분석 결과는 후자를 지지한다. 암석 조직 상으로 황화물이 포화되어 침전되는 시기가 상당히 후기임을 고려할 때 기원 마그마 자체의 백금족 원소 함량이 낮았을 것이란 점을 배제하기 어렵다. 두 계열(소듐과 포타슘) 간의 백금족 원소 함량 패턴은 유사하나, 소듐 계열에서 이리듐 계열 백금족 원소(IPGE)의 함량이 근소하게 높다는 점 역시 특징적이다.

### 3. 플레이아데스 마그마의 결정죽(crystal mush)과 황화물의 포화

가장 고철질 성분을 갖는 화산암류(K16012411-1, K16012412-2)에서 발견되는 단사회석은 테두리와 핵의 성분에서 많은 차이가 발견된다(그림 22). 테두리는 마그마의 성분과 평형을 이루는 높은  $Mg\# (=100 * Mg / [Mg + Fe])$ 를 보이지만, 핵의 성분은 그보다 훨씬 낮은( $Mg\# < 70$ ) 성분 범위를 보인다. 낮은  $Mg\#$ 의 결정을 갖는 반정이 발견되는 곳은 테프리포놀라이트질 화산암류이다. 또한, 단사회석에서 황화물은 주로 단사회석의 내부, 즉 핵에 근접해서 발견된다(그림 18b). 이는 고철질 화산암류에서 발견되는 황화물이 해당 화산암 성분의 마그마로부터 직접 유래한 것이 아닐 가능성을 시사하며, 이는 황화물이 풍부한 켈슈타이트-섬록암질 집적암이 테프리포놀라이트질 광물 조합을 가지고 있다는 사실과 일치한다.

종합적으로 보면 화산암 성분 분석 상으로는 가장 고철질인 시료부터 황화물이 포화 상태였음을 지시하며(구리 함량의 감소), 화산암의 조직상으로는 고철질 후기( $MgO \sim 4$  wt %)에서 본격적으로 황화물이 침전됨을 지시하고(J14120107-1에서 발견되는 석기 내 황화물, 그림 18a), 집적암 관찰상으로는 보다 후기인 테프리포놀라이트질 마그마에 황화물이 많음을 암시한다(그림 18c의 큰 규모의 석기 내 황화물). 또한 친동성 원소 분석 결과에 따르면, 만약 플레이아데스 마그마의 가장 초기 백금족 원소 함량이 다른 판내부 화산암류와 다르지 않다고 가정할 때, 이미 황화물이 포화되어 정출되고 있다는 것을 의미한다.

이 서로 불일치되는 결과를 설명할 수 있는 하나의 가설은, 가장 초기에는 황화물이 불포화된 상태로 관입하고, 고철질 후기 즈음(J14120107-1에 유사한 성분)에 황화물이 포화된 뒤 결정죽을 구축하는 것이다. 이후 새롭게 들어오는 불포화 상태의 마그마는 이미 포화를 경험한 진화한 용융물과 섞이면서 구리의 감소하는 추세를 혼합 성분으로서 만들어내는 것이다. 그러나 집적암의 특성상 포타슘 계열의 성질을 함께 가지고 있기 때문에, 집적암에 대한 보다 자세한 지화학 분석을 통해 집적암의 정확한 진화사를 이해해야 할 것으로 판단된다.

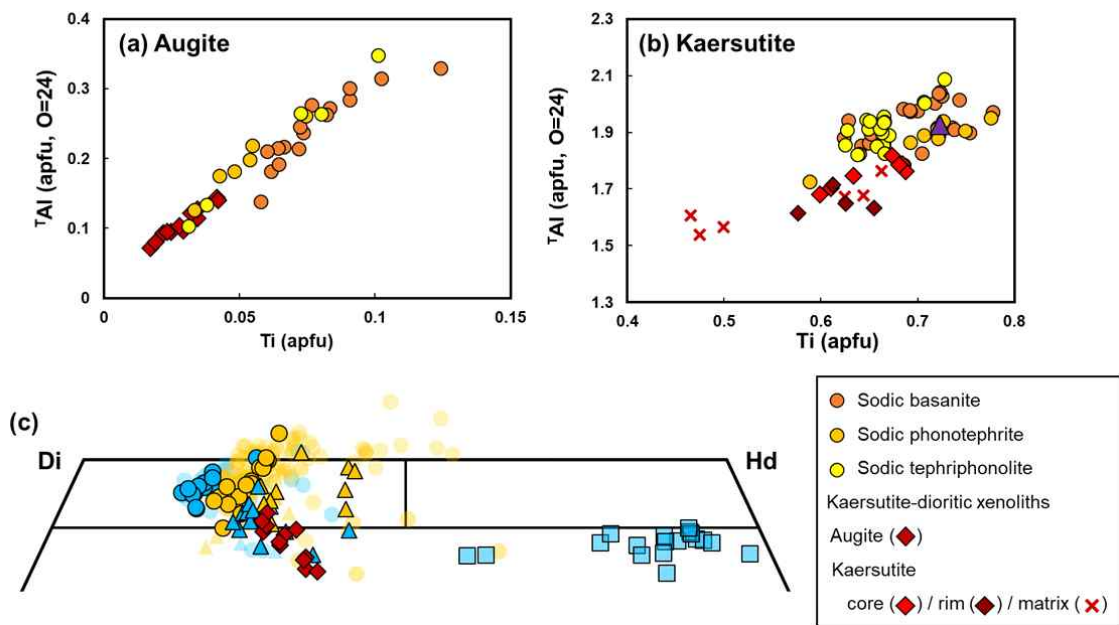


그림 20. 티탄철석-캘슈타이트 섬록암질 집적암에서 분석된 단사휘석(a, c)과 캘슈타이트(b)의 성분 도표. (c)는 단사휘석 분류 삼각뿔대 도표에 비교를 위해 소듐과 포타슘 계열 화산암류에서 분석된 휘석의 성분 범위를 함께 나타내었다.

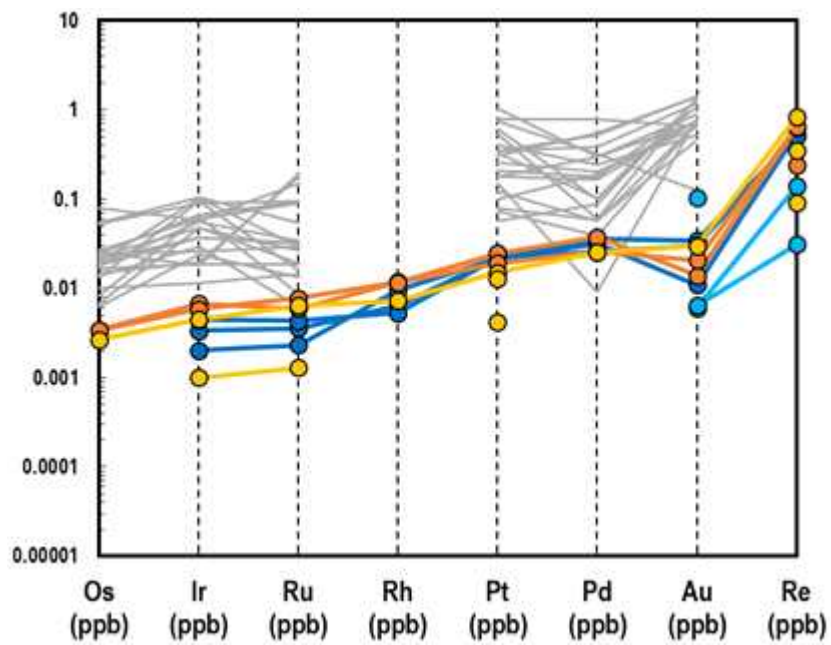


그림 21. 플레이아데스 화산암류의 백금족 원소 함량 변화. 노란색 및 주황색은 소듐 계열, 파란색은 포타슘 계열이며, 모든 성분은 원시 상부 맨틀(PUM, Becker et al., 2006)로 표준화 되었다. 비교를 위해 카나리 군도의 화산암류 내 백금족 원소를 회색으로 도시했다(Day et al., 2010).



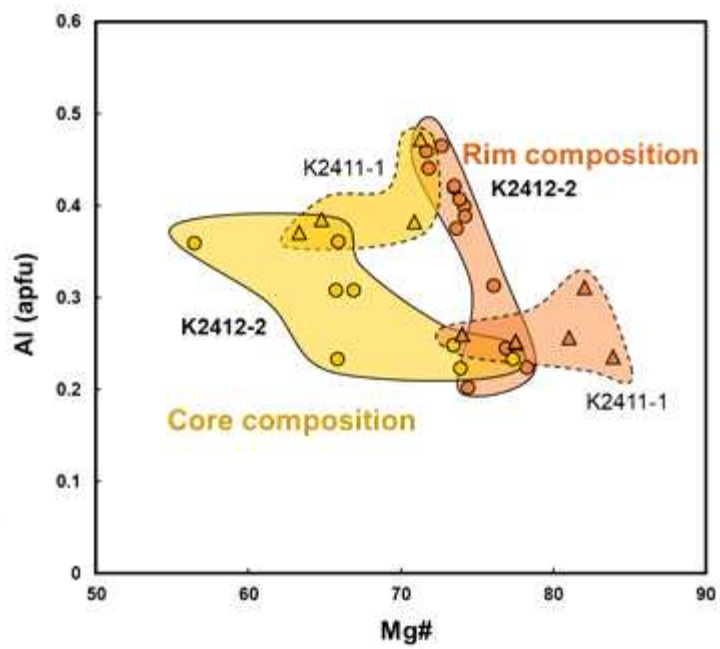


그림 22. 가장 고철질의 소듐 화산암류(K16012412-2, K16012411-1)에서 발견되는 단사휘석의 테두리(rim)와 핵(core)의 성분(Mg#, Al) 도표. 알루미늄의 함량은 산소를 6개로 고정된 단사휘석 화학식에서 차지하는 비율로 제시하였다.

## 제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

### 제 1절 연구개발목표 달성도

본 위탁 연구는 (1) 플레이아데스 화산 복합체의 암석학적, 지구화학적 성인을 규명하는 것, (2) 남극 신생대 화산암 연구를 위한 국내 연구 기반을 구축하고 연구 인력을 양성하는 것, (3) 남극의 다른 화산 분출물과의 비교, (4) 남극 화산재 층서학 연구에 대한 기초 자료를 제공하는 것으로 목표 제시되어 있으며, 이 과정에서 매년 꾸준히 학회에 연구 결과를 공유하는 과정과 논문을 작성해내는 것이 포함되어 있다.

본 연구는 플레이아데스 화산 복합체의 암석 기재와 야외 조사, 다양한 지구화학적 성분 분석을 종합하여 연구를 진행하였다. 이 과정에서 극지연구소, 한국기초과학지원연구원에 비치된 장비를 활용하고 뉴멕시코 광산 공과 대학(New Mexico Institute of Mining and Technology, NMT)과의 협업을 진행하여 후속 남극 연구를 위해 요구되는 연구 관계를 구축하였다. 이를 통해 분석된 연구 결과는 지속적으로 학회에 보고했으며(2017년 한국지질학회, 암석학회, 미국지구물리학회(AGU), 2018년 한국지질학회, 2019년 암석학회 극지 심포지움, 한국암석학회, 국제남극지구과학회(ISAES)), 박사과정 김지혁 학생이 2019년 1월 국제 암석학회 저널인 'Journal of Petrology'에 1저자 및 교신 저자로 논문을 출간하였다(Kim et al., 2019). 또한 이 논문은 이후 극지연구소에서 진행한 북빅토리아랜드 내 남극 화산재 층서학 논문에 기초 자료로서 활용되었다(Lee et al., 2019).

## 2절. 연구개발을 통한 기대성과

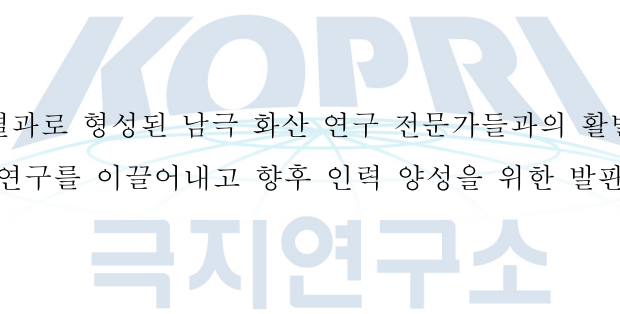
본 연구개발을 통해 얻을 수 있는 기대성과 및 파급 효과는 다음과 같다.

첫 째, 2014년 2월에 준공된 장보고 과학기지를 거점으로, 북빅토리아랜드 화산암류의 향후 연구에 참고할 기초 모델을 제공할 것이라 기대된다.

둘 째, 지구화학적 성분 자료가 부족했던 북빅토리아랜드 멜버른 화산대의 내륙 화산 성분을 보고하여 서남극 일대 화산재 자료와 대비할 기초 자료를 제공해줄 것으로 기대된다.

셋 째, 이번 연구는 2차례에 걸친 북빅토리아랜드 화산암 탐사를 포함하여, 이 때 채취된 화산암 시료들은 향후 여러 연구를 진행하기 위한 시료로서 귀중한 가치를 갖는다.

넷 째, 본 연구의 결과로 형성된 남극 화산 연구 전문가들과의 활발한 교류를 통해, 보다 국제적인 협력 연구를 이끌어내고 향후 인력 양성을 위한 발판을 마련해줄 것으로 기대된다.



## 제 5 장 연구개발결과의 활용 계획

본 연구를 통해 얻은 연구개발결과의 활용계획은 다음과 같다.

첫 째, 본 연구를 바탕으로 다른 북빅토리아랜드 화산암류의 성분 조사 및 성인 해석을 기대한다. 제 3장에서 언급했듯이, 플레이아데스 화산 복합체는 북빅토리아랜드 화산암류 중 가장 넓은 성분 범위를 아우르기 때문에, 북빅토리아랜드에 산재되어 있는 수많은 화산암 탐사에 좋은 참고 자료가 될 것이다.

둘 째, 플레이아데스 화산 복합체의 황화물 후속 연구를 진행하기 위한 기초 자료로서 활용할 것이다. 제 3장 6절에서 기술한 것처럼, 플레이아데스 화산 복합체의 규산염계의 성인은 해석해냈지만, 아직 친동성 원소와 황화물의 거동을 이해하기 위해서는 추가적인 자료가 요구된다. 황화물의 거동은 다양한 변수를 고려해야하므로, 본 연구에서 밝힌 마그마의 분화 과정 연구는 이후 연구에 중요한 자료로 활용될 것이다.

셋 째, 북빅토리아랜드의 화산-지구조 관계를 파악하기 위한 다양한 연구에 참고될 것이다. 플레이아데스 화산 복합체의 성분 분석을 통해, 북빅토리아랜드의 마그마가 어떠한 지구조 환경에서 기원했는 지에 대한 해석을 제공하였으며, 이를 통해 아직까지 많은 논란이 있는 북빅토리아랜드 지구조 환경을 복원하는데 도움을 줄 것이다.

## 제 6 장

### 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

본 연구에서 활용한 해외과학기술정보는 대부분 논문상에서 보고되어 있는 학술적 자료이다(참고문헌). 본 연구는 플레이아데스 화산 복합체에 대한 가장 첫 지구화학 자료를 제공했던 뉴멕시코 광산 공과 대학의 명예 교수 Philip R. Kyle과의 협력 연구로 진행되었다.



## 제 7 장 참고문헌

- Ablay, G., Carroll, M., Palmer, M., Martí, J. & Sparks, R. (1998). Basanite - phonolite lineages of the Teide - Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology* **39**, 905-936.
- Ackerman, L., Ulrych, J., Řanda, Z., Erban, V., Hegner, E., Magna, T., Balogh, K., Frána, J., Lang, M. & Novák, J. K. (2015). Geochemical characteristics and petrogenesis of phonolites and trachytic rocks from the České Středohoří Volcanic Complex, the Ohře Rift, Bohemian Massif. *Lithos* **224-225**, 256-271.
- Aird, H. M., Ferguson, K. M., Lehrer, M. L. & Boudreau, A. E. (2017). A study of the trace sulfide mineral assemblages in the Stillwater Complex, Montana, USA. *Mineralium Deposita* **52**, 361-382.
- An, M., Wiens, D. A., Zhao, Y., Feng, M., Nyblade, A., Kanao, M., Li, Y., Maggi, A. & Lévêque, J. J. (2015). Temperature, lithosphere asthenosphere boundary, and heat flux beneath the Antarctic Plate inferred from seismic velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **120**, 8720-8742.
- Armienti, P. & Baroni, C. (1999). Cenozoic climatic change in Antarctica recorded by volcanic activity and landscape evolution. *Geology* **27**, 617-620.
- Armienti, P., Ghezzo, C., Innocenti, F., Manetti, P., Rocchi, S. & Tonarini, S. (1990). Isotope geochemistry and petrology of granitoid suites from Granite Harbour intrusives of the Wilson Terrane, North Victoria Land, Antarctica. *European Journal of Mineralogy*, 103-124.
- Armstrong, R. L. (1978). K-Ar dating: Late Cenozoic McMurdo Volcanic Group and dry valley glacial history, Victoria Land, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **21**, 685-698.
- Aviado, K. B., Rilling Hall, S., Bryce, J. G. & Mukasa, S. B. (2015). Submarine and subaerial lavas in the West Antarctic Rift System: Temporal record of shifting magma source components from the lithosphere and asthenosphere. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **16**, 4344-4361.
- Baasner, A., Médard, E., Laporte, D. & Hoffer, G. (2016). Partial melting of garnet lherzolite with water and carbon dioxide at 3 GPa using a new melt extraction technique: implications for intraplate magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **171**, 45.

- Bargagli, R., Broady, P. & Walton, D. (1996). Preliminary investigation of the thermal biosystem of Mount Rittmann fumaroles (northern Victoria Land, Antarctica). *Antarctic Science* **8**, 121-126.
- Beier, C., Haase, K. M., Abouchami, W., Krienitz, M.-S. & Hauff, F. (2008). Magma genesis by rifting of oceanic lithosphere above anomalous mantle: Terceira Rift, Azores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **9**, n/a-n/a.
- Block, A. E., Bell, R. E. & Studinger, M. (2009). Antarctic crustal thickness from satellite gravity: Implications for the Transantarctic and Gamburtsev Subglacial Mountains. *Earth and Planetary Science Letters* **288**, 194-203.
- Borg, S., Stump, E., Chappell, B. W., McCulloch, M., Wyborn, D., Armstrong, R. & Holloway, J. (1987). Granitoids of northern Victoria Land, Antarctica; implications of chemical and isotopic variations to regional crustal structure and tectonics. *American journal of science* **287**, 127-169.
- Brenn, G. R., Hansen, S. E. & Park, Y. (2017). Variable thermal loading and flexural uplift along the Transantarctic Mountains, Antarctica. *Geology* **45**, 463-466.
- Brenna, M., Nakada, S., Miura, D., Toshida, K., Ito, H., Hokanishi, N. & Nakai, S. i. (2015). A trachyte - syenite core within a basaltic nest: filtering of primitive injections by a multi-stage magma plumbing system (Oki-Dōzen, south-west Japan). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **170**.
- Bryan, S., Marti, J. & Leosson, M. (2002). Petrology and geochemistry of the bandas del Sur formation, Las Cañadas edifices, Tenerife (Canary Islands). *Journal of Petrology* **43**, 1815-1856.
- Cabero, M. T., Mecoleta, S. & López-Moro, F. J. (2012). OPTIMASBA: A Microsoft Excel workbook to optimise the mass-balance modelling applied to magmatic differentiation processes and subsolidus overprints. *Computers & Geosciences* **42**, 206-211.
- Caricchi, L., Ulmer, P. & Peccerillo, A. (2006). A high-pressure experimental study on the evolution of the silicic magmatism of the Main Ethiopian Rift. *Lithos* **91**, 46-58.
- Castillo, P. R. (2015). The recycling of marine carbonates and sources of HIMU and FOZO ocean island basalts. *Lithos* **216**, 254-263.
- Chase, C. G. (1981). Oceanic island Pb: two-stage histories and mantle evolution.

*Earth and Planetary Science Letters* **52**, 277–284.

- Coombs, D. & Wilkinson, J. (1969). Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks. *Journal of Petrology* **10**, 440–501.
- Cooper, R., Jago, J., Rowell, A. & Braddock, P. (1983). Age and correlation of the Cambrian–Ordovician Bowers Supergroup, northern Victoria Land. *Antarctic earth science. Canberra, Australia, Academy of Science*, 128–131.
- Dai, L.-Q., Zhao, Z.-F. & Zheng, Y.-F. (2014). Geochemical insights into the role of metasomatic hornblende in generating alkali basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **15**, 3762–3779.
- Dallai, L., Ghezzo, C. & Sharp, Z. (2003). Oxygen isotope evidence for crustal assimilation and magma mixing in the Granite Harbour Intrusives, Northern Victoria Land, Antarctica. *Lithos* **67**, 135–151.
- Davis, F., Hirschmann, M. & Humayun, M. (2011). The composition of the incipient partial melt of garnet peridotite at 3GPa and the origin of OIB. *Earth and Planetary Science Letters* **308**, 380–390.
- Davis, F. A. & Hirschmann, M. M. (2013). The effects of K<sub>2</sub>O on the compositions of near-solidus melts of garnet peridotite at 3 GPa and the origin of basalts from enriched mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **166**, 1029–1046.
- Day, J. M. (2013). Hotspot volcanism and highly siderophile elements. *Chemical Geology* **341**, 50–74.
- Del Carlo, P., Di Roberto, A., Di Vincenzo, G., Bertagnini, A., Landi, P., Pompilio, M., Colizza, E. & Giordano, G. (2015). Late Pleistocene–Holocene volcanic activity in northern Victoria Land recorded in Ross Sea (Antarctica) marine sediments. *Bulletin of Volcanology* **77**, 1.
- Di Vincenzo, G., Palmeri, R., Talarico, F., Andriessen, P. & Ricci, G. (1997). Petrology and geochronology of eclogites from the Lanterman Range, Antarctica. *Journal of Petrology* **38**, 1391–1417.
- Di Vincenzo, G. & Rocchi, S. (1999). Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova Intrusive Complex, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **137**, 15–35.



- Elliot, D. H. (2013). The geological and tectonic evolution of the Transantarctic Mountains: a review. *Geological Society, London, Special Publications* **381**, 7-35.
- Esser, R. P. & Kyle, P. R. (2002). 40 Ar/39 Ar chronology of the McMurdo Volcanic Group at The Pleiades, Northern Victoria Land, Antarctica. *Antarctica at the close of a millennium: proceedings of the 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Wellington 1999*.
- Federico, L., Capponi, G. & Crispini, L. (2006). The Ross orogeny of the transantarctic mountains: a northern Victoria Land perspective. *International Journal of Earth Sciences* **95**, 759-770.
- Finn, C. A., Müller, R. D. & Panter, K. S. (2005). A Cenozoic diffuse alkaline magmatic province (DAMP) in the southwest Pacific without rift or plume origin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **6**.
- Fleet, M. E. (2006). Phase Equilibria at High Temperatures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **61**, 365-419.
- Fonseca, R. O., Campbell, I. H., O'Neill, H. S. C. & Fitzgerald, J. D. (2008). Oxygen solubility and speciation in sulphide-rich mattes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**, 2619-2635.
- Fulginiti, P., Gioncada, A., Costa, S., Di Genova, D., Di Traglia, F. & Pistolesi, M. (2018). Magmatic sulfide immiscibility at an active magmatic-hydrothermal system: The case of La Fossa (Vulcano, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Giacomoni, P. P., Coltorti, M., Bryce, J. G., Fahnestock, M. F. & Guitreau, M. (2016). Mt. Etna plumbing system revealed by combined textural, compositional, and thermobarometric studies in clinopyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **171**.
- Giordano, G., Lucci, F., Phillips, D., Cozzupoli, D. & Runci, V. (2012). Stratigraphy, geochronology and evolution of the Mt. Melbourne volcanic field (North Victoria Land, Antarctica). *Bulletin of Volcanology*, 1-21.
- Graw, J. H., Adams, A. N., Hansen, S. E., Wiens, D. A., Hackworth, L. & Park, Y. (2016). Upper mantle shear wave velocity structure beneath northern Victoria Land, Antarctica: Volcanism and uplift in the northern Transantarctic Mountains. *Earth and Planetary Science Letters* **449**, 48-60.

- Greenough, J. D. (1988). Minor phases in the Earth's mantle: evidence from trace- and minor-element patterns in primitive alkaline magmas. *Chemical Geology* **69**, 177-192.
- Hacker, B. R., Kelemen, P. B. & Behn, M. D. (2015). Continental lower crust. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **43**, 167-205.
- Haggerty, S. E. (1995). Upper mantle mineralogy. *Journal of Geodynamics* **20**, 331-364.
- Hammer, J., Cashman, K., Hoblitt, R. & Newman, S. (1999). Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology* **60**, 355-380.
- Hansen, S. E., Kenyon, L. M., Graw, J. H., Park, Y. & Nyblade, A. A. (2016). Crustal structure beneath the northern Transantarctic Mountains and Wilkes subglacial basin: Implications for tectonic origins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121**, 812-825.
- Hansen, S. E., Reusch, A. M., Parker, T., Bloomquist, D. K., Carpenter, P., Graw, J. H. & Brenn, G. R. (2015). The Transantarctic Mountains Northern Network (TAMNNET): Deployment and performance of a seismic array in Antarctica. *Seismological Research Letters* **86**, 1636-1644.
- Hao, H., Campbell, I. H., Park, J.-W. & Cooke, D. R. (2017). Platinum-group element geochemistry used to determine Cu and Au fertility in the Northparkes igneous suites, New South Wales, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **216**, 372-392.
- Hart, S. R., Blusztajn, J., LeMasurier, W. E. & Rex, D. C. (1997). Hobbs Coast Cenozoic volcanism: implications for the West Antarctic rift system. *Chemical Geology* **139**, 223-248.
- Hauri, E. H. (1996). Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature* **382**, 415-419.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. & Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* **97**, 2031-2048.
- Henjes-Kunst, F. & Schussler, U. (2003). Metasedimentary units of the Cambro-Ordovician Ross Orogen in northern Victoria Land and Oates Land: Implications for their provenance and geotectonic setting from geochemical

- and Nd-Sr isotope data. *Terra Antartica* **10**, 105-128.
- Herzberg, C. (2011). Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins. *Journal of Petrology* **52**, 113-146.
- Hirschmann, M. M., Kogiso, T., Baker, M. B. & Stolper, E. M. (2003). Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology* **31**, 481-484.
- Hoblitt, R. P. & Harmon, R. S. (1993). Bimodal density distribution of cryptodome dacite from the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology* **55**, 421-437.
- Hoernle, K., White, J. D. L., van den Bogaard, P., Hauff, F., Coombs, D. S., Werner, R., Timm, C., Garbe-Schönberg, D., Reay, A. & Cooper, A. F. (2006). Cenozoic intraplate volcanism on New Zealand: Upwelling induced by lithospheric removal. *Earth and Planetary Science Letters* **248**, 350-367.
- Hofmann, A. (2003). Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. *Treatise on geochemistry* **2**, 568.
- Hofmann, A. W. & White, W. M. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* **57**, 421-436.
- Hornig, I. & Wörner, G. (1991). Zirconolite-bearing ultra-potassic veins in a mantle-xenolith from Mt. Melbourne Volcanic Field, Victoria Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **106**, 355-366.
- Iacovino, K., Oppenheimer, C., Scaillet, B. & Kyle, P. (2016). Storage and Evolution of Mafic and Intermediate Alkaline Magmas beneath Ross Island, Antarctica. *Journal of Petrology* **57**, 93-118.
- Irving, A. (1974). Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate basaltic pipes, Australia. *Journal of Petrology* **15**, 1-40.
- Ito, K. & Kennedy, G. C. (1974). The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. *The Journal of Geology* **82**, 383-392.
- Jochum, K. P., Nohl, U., Herwig, K., Lammel, E., Stoll, B. & Hofmann, A. W. (2005). GeoReM: a new geochemical database for reference materials and isotopic standards. *Geostandards and Geoanalytical Research* **29**, 333-338.
- Jugo, P. J., Wilke, M. & Botcharnikov, R. E. (2010). Sulfur K-edge XANES

- analysis of natural and synthetic basaltic glasses: Implications for S speciation and S content as function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **74**, 5926–5938.
- Jung, S. & Hoernes, S. (2000). The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhön area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere - lithosphere interactions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **99**, 27–53.
- Jung, S., Mezger, K., Hauff, F., Pack, A. & Hoernes, S. (2013). Petrogenesis of rift-related tephrites, phonolites and trachytes (Central European Volcanic Province, Rhön, FRG): Constraints from Sr, Nd, Pb and O isotopes. *Chemical Geology* **354**, 203–215.
- Kelly, P. J., Kyle, P. R., Dunbar, N. W. & Sims, K. W. W. (2008). Geochemistry and mineralogy of the phonolite lava lake, Erebus volcano, Antarctica: 1972 - 2004 and comparison with older lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **177**, 589–605.
- Kogiso, T. (2004). High-pressure Partial Melting of Mafic Lithologies in the Mantle. *Journal of Petrology* **45**, 2407–2422.
- Kokfelt, T. F. (2006). Combined Trace Element and Pb-Nd-Sr-O Isotope Evidence for Recycled Oceanic Crust (Upper and Lower) in the Iceland Mantle Plume. *Journal of Petrology* **47**, 1705–1749.
- Kolb, M., Paulick, H., Kirchenbaur, M. & Münker, C. (2012). Petrogenesis of Mafic to Felsic Lavas from the Oligocene Siebengebirge Volcanic Field (Germany): Implications for the Origin of Intracontinental Volcanism in Central Europe. *Journal of Petrology* **53**, 2349–2379.
- Kushiro, I., Syono, Y. & Akimoto, S.-i. (1967). Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the earth's upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **3**, 197–203.
- Kyle, P., Moore, J. & Thirlwall, M. (1992). Petrologic evolution of anorthoclase phonolite lavas at Mount Erebus, Ross Island, Antarctica. *Journal of Petrology* **33**, 849–875.
- Kyle, P. R. (1982). Volcanic geology of the Pleiades, Northern Victoria Land, Antarctica. In: Craddock, C. (ed.) *Antarctic geoscience*. Madison, WI:

- University of Wisconsin Press, 747–754.
- Kyle, P. R. (1986). Mineral chemistry of late Cenozoic McMurdo volcanic group rocks from the Pleiades, Northern Victoria Land. *Geological Investigations in Northern Victoria Land*, 305–337.
- Kyle, P. R. & Rankin, P. C. (1976). Rare earth element geochemistry of Late Cenozoic alkaline lavas of the McMurdo Volcanic Group, Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **40**, 1497–1507.
- Lanyon, R., Varne, R. & Crawford, A. J. (1993). Tasmanian Tertiary basalts, the Balleny plume, and opening of the Tasman Sea (southwest Pacific Ocean). *Geology* **21**, 555–558.
- Larocque, A. C., Stimac, J. A., Keith, J. D. & Huminicki, M. A. (2000). Evidence for open-system behavior in immiscible Fe - S - O liquids in silicate magmas: implications for contributions of metals and sulfur to ore-forming fluids. *The Canadian Mineralogist* **38**, 1233–1249.
- Lawrence, J. F., Wiens, D. A., Nyblade, A. A., Anandakrishnan, S., Shore, P. J. & Voigt, D. (2006). Crust and upper mantle structure of the Transantarctic Mountains and surrounding regions from receiver functions, surface waves, and gravity: implications for uplift models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **7**.
- Le Bas, M. J., Maitre, R. L., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27**, 745–750.
- LeMasurier, W. E. (2007). Neogene tectonic events in the West Antarctic rift system inferred from comparisons with the East African rift and other analogs. *Antarctica: A Keystone in a Changing World-Online Proceedings of the 10th ISAES, edited by AK Cooper and CR Raymond. et al., USGS Open-File Report*.
- Mandler, B. E. & Grove, T. L. (2016). Controls on the stability and composition of amphibole in the Earth's mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **171**, 68.
- Martel, C., Champallier, R., Prouteau, G., Pichavant, M., Arbaret, L., Balcone-Boissard, H., Boudon, G., Boivin, P., Bourdier, J. L. & Scaillet, B. (2013). Trachyte Phase Relations and Implication for Magma Storage

- Conditions in the Chaîne des Puys (French Massif Central). *Journal of Petrology* **54**, 1071–1107.
- Martin, A. P., Cooper, A. F. & Dunlap, W. J. (2010). Geochronology of Mount Morning, Antarctica: two-phase evolution of a long-lived trachyte-basanite-phonolite eruptive center. *Bulletin of Volcanology* **72**, 357–371.
- Martin, A. P., Cooper, A. F. & Price, R. C. (2013). Petrogenesis of Cenozoic, alkalic volcanic lineages at Mount Morning, West Antarctica and their entrained lithospheric mantle xenoliths: Lithospheric versus asthenospheric mantle sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **122**, 127–152.
- Martin, A. P., Cooper, A. F., Price, R. C., Turnbull, R. E. & Roberts, N. M. W. (2014). The petrology, geochronology and significance of Granite Harbour Intrusive Complex xenoliths and outcrop sampled in western McMurdo Sound, Southern Victoria Land, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **58**, 33–51.
- Martin, A. P., Price, R. C., Cooper, A. F. & McCammon, C. A. (2015). Petrogenesis of the rifted southern Victoria Land lithospheric mantle, Antarctica, inferred from petrography, geochemistry, thermobarometry and oxybarometry of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Mount Morning eruptive centre. *Journal of Petrology* **56**, 193–226.
- Masotta, M., Mollo, S., Freda, C., Gaeta, M. & Moore, G. (2013). Clinopyroxene-liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **166**, 1545.
- McCoy-West, A. J., Bennett, V. C. & Amelin, Y. (2016). Rapid Cenozoic ingrowth of isotopic signatures simulating “HIMU” in ancient lithospheric mantle: Distinguishing source from process. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **187**, 79–101.
- McCoy-West, A. J., Bennett, V. C., O’neill, H. S. C., Hermann, J. & Puchtel, I. S. (2015). The interplay between melting, refertilization and carbonatite metasomatism in off-cratonic lithospheric mantle under Zealandia: an integrated major, trace and platinum group element study. *Journal of Petrology* **56**, 563–604.
- McDonough, W. F. & Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical*

*Geology* **120**, 223–253.

- McGee, L. E., Millet, M. A., Beier, C., Smith, I. E. M. & Lindsay, J. M. (2015). Mantle heterogeneity controls on small-volume basaltic volcanism. *Geology* **43**, 551–554.
- McGee, L. E., Smith, I. E. M., Millet, M.-A., Handley, H. K. & Lindsay, J. M. (2013). Asthenospheric Control of Melting Processes in a Monogenetic Basaltic System: a Case Study of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Petrology* **54**, 2125–2153.
- Melchiorre, M., Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., O'Reilly, S. Y. & Pearson, N. J. (2011). The role of eclogite in the rift-related metasomatism and Cenozoic magmatism of Northern Victoria Land, Antarctica. *Lithos* **124**, 319–330.
- Melluso, L., Morra, V., Riziky, H., Veloson, J., Lustrino, M., Del Gatto, L. & Modeste, V. (2007). Petrogenesis of a basanite - tephrite - phonolite volcanic suite in the Bobaomby (Cap d'Ambre) peninsula, northern Madagascar. *Journal of African Earth Sciences* **49**, 29–42.
- Melluso, L., Tucker, R. D., Cucciniello, C., le Roex, A. P., Morra, V., Zanetti, A. & Rakotoson, R. L. (2018). The magmatic evolution and genesis of the Quaternary basanite-trachyphonolite suite of Itasy (Madagascar) as inferred by geochemistry, Sr-Nd-Pb isotopes and trace element distribution in coexisting phases. *Lithos* **310–311**, 50–64.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* **39**, 55–76.
- Moussallam, Y., Oppenheimer, C., Scaillet, B. & Kyle, P. R. (2013). Experimental Phase-equilibrium Constraints on the Phonolite Magmatic System of Erebus Volcano, Antarctica. *Journal of Petrology* **54**, 1285–1307.
- Nadeau, O., Stix, J. & Williams-Jones, A. E. (2013). The behavior of Cu, Zn and Pb during magmatic - hydrothermal activity at Merapi volcano, Indonesia. *Chemical Geology* **342**, 167–179.
- Narcisi, B., Petit, J. R., Delmonte, B., Scarchilli, C. & Stenni, B. (2012). A 16,000-yr tephra framework for the Antarctic ice sheet: a contribution from the new Talos Dome core. *Quaternary Science Reviews* **49**, 52–63.
- Narcisi, B., Petit, J. R., Langone, A. & Stenni, B. (2016). A new Eemian record

- of Antarctic tephra layers retrieved from the Talos Dome ice core (Northern Victoria Land). *Global and Planetary Change* **137**, 69–78.
- Nardini, I., Armienti, P., Rocchi, S., Dallai, L. & Harrison, D. (2009). Sr–Nd–Pb–He–O Isotope and Geochemical Constraints on the Genesis of Cenozoic Magmas from the West Antarctic Rift. *Journal of Petrology* **50**, 1359–1375.
- Nathan, S. & Schulte, F. (1968). Geology and petrology of the Campbell–Aviator Divide, Northern Victoria Land, Antarctica: Part 1 – post Paleozoic rocks. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **11**, 940–975.
- Nekvasil, H., Dondolini, A., Horn, J., Filiberto, J., Long, H. & Lindsley, D. H. (2004). The Origin and Evolution of Silica-saturated Alkalic Suites: an Experimental Study. *Journal of Petrology* **45**, 693–721.
- O'Reilly, S. Y. & Griffin, W. (1988). Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 433–447.
- Oppenheimer, C., Moretti, R., Kyle, P. R., Eschenbacher, A., Lowenstern, J. B., Hervig, R. L. & Dunbar, N. W. (2011). Mantle to surface degassing of alkalic magmas at Erebus volcano, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* **306**, 261–271.
- Palmeri, R. (1997). PT paths and migmatite formation: An example from Deep Freeze Range, northern Victoria Land, Antarctica. *Lithos* **42**, 47–66.
- Panter, K. S., Blusztajn, J., Hart, S. R., Kyle, P. R., Esser, R. & McIntosh, W. C. (2006). The Origin of HIMU in the SW Pacific: Evidence from Intraplate Volcanism in Southern New Zealand and Subantarctic Islands. *Journal of Petrology* **47**, 1673–1704.
- Panter, K. S., Castillo, P., Krans, S., Deering, C., McIntosh, W., Valley, J. W., Kitajima, K., Kyle, P., Hart, S. & Blusztajn, J. (2018). Melt Origin across a Rifted Continental Margin: a Case for Subduction-related Metasomatic Agents in the Lithospheric Source of Alkaline Basalt, NW Ross Sea, Antarctica. *Journal of Petrology* **1**, 41.
- Panter, K. S., Hart, S. R., Kyle, P., Blusztajn, J. & Wilch, T. (2000). Geochemistry of Late Cenozoic basalts from the Cray Mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica. *Chemical*



- Geology* **165**, 215–241.
- Panter, K. S., Kyle, P. R. & Smellie, J. L. (1997). Petrogenesis of a phonolite - trachyte succession at Mount Sidley, Marie Byrd Land, Antarctica. *Journal of Petrology* **38**, 1225–1253.
- Park, J.-W., Campbell, I. H. & Kim, J. (2016). Abundances of platinum group elements in native sulfur condensates from the Niuatahi-Motutahi submarine volcano, Tonga rear arc: Implications for PGE mineralization in porphyry deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **174**, 236–246.
- Peccerillo, A., Donati, C., Santo, A. P., Orlando, A., Yirgu, G. & Ayalew, D. (2007). Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian rift: Geochemical evidence and volcanological implications. *Journal of African Earth Sciences* **48**, 161–173.
- Perinelli, C., Armienti, P. & Dallai, L. (2006). Geochemical and O-isotope constraints on the evolution of lithospheric mantle in the Ross Sea rift area (Antarctica). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **151**, 245–266.
- Perinelli, C., Armienti, P. & Dallai, L. (2011). Thermal Evolution of the Lithosphere in a Rift Environment as Inferred from the Geochemistry of Mantle Cumulates, Northern Victoria Land, Antarctica. *Journal of Petrology* **52**, 665–690.
- Pfänder, J. A., Jung, S., Münker, C., Stracke, A. & Mezger, K. (2012). A possible high Nb/Ta reservoir in the continental lithospheric mantle and consequences on the global Nb budget - Evidence from continental basalts from Central Germany. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **77**, 232–251.
- Pilet, S. (2015). Generation of low-silica alkaline lavas: Petrological constraints, models, and thermal implications. *Geological Society of America Special Papers* **514**, SPE514–517.
- Pilet, S., Baker, M. B., Müntener, O. & Stolper, E. M. (2011). Monte Carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of alkaline basalts. *Journal of Petrology* **52**, 1415–1442.
- Pilet, S., Baker, M. B. & Stolper, E. M. (2008). Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science* **320**, 916–919.
- Prytulak, J. & Elliott, T. (2007). TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **263**, 388–403.

- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**, 61-120.
- Putirka, K. D. (2017). Down the Crater: Where Magmas are Stored and Why They Erupt. *Elements* **13**, 11-16.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F. & Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* **88**, 1542-1554.
- Rasmussen, D. J., Kyle, P. R., Wallace, P. J., Sims, K. W., Gaetani, G. A. & Phillips, E. H. (2017). Understanding Degassing and Transport of CO<sub>2</sub>-rich Alkalic Magmas at Ross Island, Antarctica using Olivine-Hosted Melt Inclusions. *Journal of Petrology*.
- Riddolls, B. W. & Hancox, G. T. (1968). The geology of the upper Mariner Glacier region, North Victoria Land, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **11**, 881-899.
- Rielli, A., Tomkins, A. G., Nebel, O., Raveggi, M., Jeon, H., Martin, L. & Ávila, J. N. (2018). Sulfur isotope and PGE systematics of metasomatised mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* **497**, 181-192.
- Rocchi, S., Armienti, P., D'Orazio, M., Tonarini, S., Wijbrans, J. R. & Di Vincenzo, G. (2002). Cenozoic magmatism in the western Ross Embayment: Role of mantle plume versus plate dynamics in the development of the West Antarctic Rift System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **107**, ECV 5-1-ECV 5-22.
- Rocchi, S., Armienti, P. & Di Vincenzo, G. (2005). No plume, no rift magmatism in the West Antarctic Rift. *Geological Society of America Special Papers* **388**, 435-447.
- Rocholl, A., Stein, M., Molzahn, M., Hart, S. & Wörner, G. (1995). Geochemical evolution of rift magmas by progressive tapping of a stratified mantle source beneath the Ross Sea Rift, Northern Victoria Land, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* **131**, 207-224.
- Rudnick, R. L. & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry* **3**, 659.
- Sato, K., Katsura, T. & Ito, E. (1997). Phase relations of natural phlogopite with

- and without enstatite up to 8 GPa: implication for mantle metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* **146**, 511–526.
- Savelyev, D. P., Kamenetsky, V. S., Danyushevsky, L. V., Botcharnikov, R. E., Kamenetsky, M. B., Park, J.-W., Portnyagin, M. V., Olin, P., Krasheninnikov, S. P., Hauff, F. & Zelenski, M. E. (2018). Immiscible sulfide melts in primitive oceanic magmas: Evidence and implications from picrite lavas (Eastern Kamchatka, Russia). *American Mineralogist* **103**, 886–898.
- Schroeder, D. M., Blankenship, D. D., Young, D. A. & Quartini, E. (2014). Evidence for elevated and spatially variable geothermal flux beneath the West Antarctic Ice Sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **111**, 9070–9072.
- Schubert, S., Jung, S., Pfänder, J. A., Hauff, F. & Garbe-Schönberg, D. (2015). Petrogenesis of Tertiary continental intra-plate lavas between Siebengebirge and Westerwald, Germany: Constraints from trace element systematics and Nd, Sr and Pb isotopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **305**, 84–99.
- Scott, J., Turnbull, I., Auer, A. & Palin, J. (2013). The sub-Antarctic Antipodes Volcano: a < 0.5 Ma HIMU-like Surtseyan volcanic outpost on the edge of the Campbell Plateau, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **56**, 134–153.
- Scott, J. M., Brenna, M., Crase, J. A., Waight, T. E., van der Meer, Q. H. A., Cooper, A. F., Michael Palin, J., Le Roux, P. & Münker, C. (2016). Peridotitic Lithosphere Metasomatized by Volatile-bearing Melts, and its Association with Intraplate Alkaline HIMU-like Magmatism. *Journal of Petrology* **57**, 2053–2078.
- Scott, J. M., Hodgkinson, A., Palin, J., Waight, T. E., Van der Meer, Q. & Cooper, A. (2014). Ancient melt depletion overprinted by young carbonatitic metasomatism in the New Zealand lithospheric mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167**, 963.
- Shen, W., Wiens, D. A., Stern, T., Anandakrishnan, S., Aster, R. C., Dalziel, I., Hansen, S., Heeszel, D. S., Huerta, A. & Nyblade, A. (2018). Seismic evidence for lithospheric foundering beneath the southern Transantarctic Mountains, Antarctica. *Geology* **46**, 71–74.

- Sieminski, A., Debayle, E. & L ev eque, J.-J. (2003). Seismic evidence for deep low-velocity anomalies in the transition zone beneath West Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* **216**, 645-661.
- Sims, K. W. W., Blichert-Toft, J., Kyle, P. R., Pichat, S., Gauthier, P.-J., Blusztajn, J., Kelly, P., Ball, L. & Layne, G. (2008). A Sr, Nd, Hf, and Pb isotope perspective on the genesis and long-term evolution of alkaline magmas from Erebus volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **177**, 606-618.
- Sprung, P., Schuth, S., M unker, C. & Hoke, L. (2007). Intraplate volcanism in New Zealand: the role of fossil plume material and variable lithospheric properties. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **153**, 669-687.
- Sudo, A. & Tatsumi, Y. (1990). Phlogopite and K amphibole in the upper mantle: Implication for magma genesis in subduction zones. *Geophysical Research Letters* **17**, 29-32.
- Sun, S. S. & Hanson, G. N. (1975). Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **52**, 77-106.
- Talarico, F., Borsi, L. & Lombardo, B. (1995). Relict granulites in the Ross Orogen of northern Victoria Land (Antarctica), II. Geochemistry and palaeo-tectonic implications. *Precambrian Research* **75**, 157-174.
- ten Brink, U. S., Hackney, R. I., Bannister, S., Stern, T. A. & Makovsky, Y. (1997). Uplift of the Transantarctic Mountains and the bedrock beneath the East Antarctic ice sheet. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **102**, 27603-27621.
- Thompson, G., Smith, I. & Malpas, J. (2001). Origin of oceanic phonolites by crystal fractionation and the problem of the Daly gap: an example from Rarotonga. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**, 336-346.
- Tiepolo, M., Robertoberti, A. Z., Brumm, R., Foley, S. & Vannucci, R. (2003). Trace-element partitioning between synthetic potassic-richterites and silicate melts, and contrasts with the partitioning behaviour of pargasites and kaersutites. *European Journal of Mineralogy* **15**, 329-340.
- Timm, C., Hoernle, K., Werner, R., Hauff, F., van den Bogaard, P., White, J., Mortimer, N. & Garbe-Sch onberg, D. (2010). Temporal and geochemical

- evolution of the Cenozoic intraplate volcanism of Zealandia. *Earth-Science Reviews* **98**, 38–64.
- van der Meer, Q., Waight, T. E., Scott, J. & Münker, C. (2017). Variable sources for Cretaceous to recent HIMU and HIMU-like intraplate magmatism in New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* **469**, 27–41.
- van Wyk de Vries, M., Bingham, R. G. & Hein, A. S. (2018). A new volcanic province: an inventory of subglacial volcanoes in West Antarctica. *Geological Society, London, Special Publications* **461**, 231–248.
- Varne, R. (1968). The petrology of Moroto Mountain, eastern Uganda, and the origin of nephelinites. *Journal of Petrology* **9**, 169–190.
- Vignaroli, G., Balsamo, F., Giordano, G., Rossetti, F. & Storti, F. (2015). Miocene-to-Quaternary oblique rifting signature in the Western Ross Sea from fault patterns in the McMurdo Volcanic Group, north Victoria Land, Antarctica. *Tectonophysics* **656**, 74–90.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.-L. & Treuil, M. (1981). Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45**, 1997–2016.
- Wallace, M. E. & Green, D. H. (1988). An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* **335**, 343.
- Weaver, S., Bradshaw, J. & Laird, M. (1984). Geochemistry of Cambrian volcanics of the Bowers Supergroup and implications for the Early Palaeozoic tectonic evolution of northern Victoria Land, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* **68**, 128–140.
- Weaver, S., Storey, B., Pankhurst, R., Mukasa, S., DiVenere, V. & Bradshaw, J. (1994). Antarctica–New Zealand rifting and Marie Byrd Land lithospheric magmatism linked to ridge subduction and mantle plume activity. *Geology* **22**, 811–814.
- White, J. C., Espejel-García, V. V., Anthony, E. Y. & Omenda, P. (2012). Open System evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift. *Lithos* **152**, 84–104.
- Wilson, M., Downes, H. & Cebria, J.-M. (1995). Contrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline magma series; Cantal, Massif Central,

- France. *Journal of Petrology* **36**, 1729–1753.
- Winberry, J. P. & Anandakrishnan, S. (2004). Crustal structure of the West Antarctic rift system and Marie Byrd Land hotspot. *Geology* **32**, 977–980.
- Zelenski, M., Kamenetsky, V. S. & Hedenquist, J. (2016). Gold recycling and enrichment beneath volcanoes: A case study of Tolbachik, Kamchatka. *Earth and Planetary Science Letters* **437**, 35–46.
- Zindler, A. & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **14**, 493–571.
- Zipfel, J. & Wörner, G. (1992). Four- and five-phase peridotites from a continental rift system: evidence for upper mantle uplift and cooling at the Ross Sea margin (Antarctica). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **111**, 24–36.



부록: 전암 성분 분석 결과표

Group†	P-M	P-M	P-M	P-M	P-M	P-M	P-M	P-M
Sample	K1601 2408-1	M1601 2703	K1601 2424	K1601 2417	J1412 0503-2	M1601 2705-2	K1601 2426	K1601 2408-2
Rock	Alkali- basalt	Hawaiite	Hawaiite	Hawaiite	Hawaiite	Hawaiite	Alkali- basalt	Hawaiite
Latitude	-72.70101	-72.64094	-72.65173	-72.65233	-72.65221	-72.64121	-72.65171	-72.70101
Longitude	165.55714	165.49781	165.49922	165.49884	165.49833	165.50143	165.49924	165.55714
<b>XRF: Major element compositions</b>								
SiO <sub>2</sub> (wt%)	44.66	45.67	45.74	46.04	46.13	46.21	46.66	47.04
TiO <sub>2</sub>	2.90	2.41	2.44	2.42	2.46	2.37	2.40	3.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.06	14.28	14.20	14.46	14.61	14.58	14.43	16.19
FeO <sub>T</sub>	11.66	11.13	11.23	11.11	11.04	10.91	11.20	11.60
MnO	0.18	0.20	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20	0.19
MgO	9.38	8.62	9.05	8.56	8.25	8.19	9.01	5.50
CaO	11.39	10.13	10.30	10.21	10.16	9.97	10.25	9.11
Na <sub>2</sub> O	2.91	3.65	3.47	3.64	3.52	3.76	3.31	3.87
K <sub>2</sub> O	1.32	1.50	1.42	1.48	1.48	1.58	1.35	1.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.51	0.51	0.52	0.54	0.50	0.50	0.74
LOI	-0.12	-0.60	0.05	-0.41	0.00	-0.25	0.52	-0.37
Sum	98.89	97.51	98.61	98.24	98.37	98.01	99.84	98.69
<b>ICPMS: Trace elements (ppm)</b>								
Sc	35.6	23.6	25.7	29.6		22.7	24.4	21.2
V	303.5	198.5	227.1	247.9		202.9	217.6	224.4
Cu	59.8	57.8	60.5	72.5		65.0	58.6	47.1
Rb	33.9	36.3	36.6	42.4	29.2	42.6	32.5	45.2
Sr	645.2	726.6	771.6	871.2	623.0	699.3	776.2	888.6
Y	27.5	26.1	27.0	30.1	21.7	26.8	26.5	27.6
Nb	70.7	80.1	82.2	92.9	58.9	87.5	80.1	82.4
Cs	0.4	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.8
Ba	390.9	585.1	607.7	677.7	547.0	582.2	599.0	565.2
Hf	5.4	5.2	5.4	5.9	5.2	5.7	5.0	5.5
Zr	219.7	224.7	224.4	247.9	184.0	259.6	218.1	235.4
Pb	2.2	2.3	2.6	2.7	2.5	2.8	2.6	3.2
Th	4.9	5.9	6.0	6.4	5.8	7.0	5.8	6.1
U	1.4	1.6	1.6	1.8	1.6	1.9	1.5	1.6
La	42.5	48.9	50.3	55.7	45.4	52.6	49.7	51.2
Ce	81.1	93.8	95.7	105.9	85.8	98.7	94.0	97.7
Pr	9.6	11.0	11.2	12.4	10.6	11.4	11.1	11.4
Nd	39.0	43.0	43.8	48.5	40.8	43.6	43.1	45.1
Sm	7.6	8.0	8.5	9.1	7.6	8.0	8.0	8.3
Eu	2.4	2.7	2.9	3.1	2.6	2.7	2.7	2.7
Gd	7.4	7.3	7.8	8.4	6.7	7.4	7.5	7.6
Tb	0.9	0.9	1.0	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0
Dy	5.4	5.3	5.7	6.1	5.3	5.4	5.4	5.4
Ho	1.0	1.0	1.1	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0
Er	2.6	2.7	2.8	3.0	2.7	2.7	2.7	2.7
Tm	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	2.1	2.1	2.3	2.5	2.2	2.2	2.2	2.2
Lu	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.704003		0.703232		0.703272			
2SD	5		5		5			
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512797		0.512876		0.512831			
2SD	6		4		10			
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	19.051		19.641		19.598			
2SD	17		9		9			
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.639		15.624		15.628			
2SD	16		8		8			
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	39.094		39.484		39.476			
2SD	49		26		25			

P-M	P-I	P-I	P-I	P-I	P-I	P-I	P-I	P-I
M1601 2705-1	J1412 0504-4	K1601 2708-2	J1412 0106-1	J1412 0107-2	D1601 2403	K1601 2402	D1601 2401	K1601 2401
Basanite	Mugearite	Mugearite	Mugearite	Benmoreite	Benmoreite	Benmoreite	Benmoreite	Benmoreite
-72.64121	-72.74540	-72.73407	-72.74347	-72.70819	-72.74580	-72.74478	-72.74427	-72.74504
165.50143	165.49650	165.44599	165.48203	165.56885	165.49616	165.49733	165.49506	165.49753
47.65	50.02	51.71	52.24	55.19	55.24	55.54	55.77	55.79
2.48	2.51	2.24	2.28	1.26	1.35	1.36	1.35	1.29
16.91	16.00	17.04	16.92	17.55	17.45	17.50	17.57	17.53
10.73	10.20	9.70	9.69	9.80	8.75	8.81	8.84	8.62
0.21	0.18	0.19	0.19	0.24	0.22	0.22	0.22	0.22
4.65	4.75	3.52	3.38	1.54	1.66	1.70	1.66	1.60
8.24	7.46	6.09	5.86	4.15	4.14	4.13	4.11	4.00
4.97	4.26	4.91	4.93	6.28	6.02	5.94	5.91	6.05
2.07	2.35	2.77	2.78	3.13	3.53	3.48	3.52	3.59
0.68	0.64	0.70	0.70	0.64	0.53	0.53	0.53	0.51
-0.47	0.00	0.14	0.00	0.40	-0.21	-0.25	-0.17	0.06
98.12	98.37	99.00	98.96	100.18	98.67	98.96	99.30	99.25
13.2		11.2			10.5	8.2	9.8	7.4
156.7		124.5			20.6	19.0	19.5	11.3
35.5		25.2			29.0	11.2	41.3	15.7
57.5	62.6	76.7	65.6	71.1	98.5	87.9	93.1	87.5
976.9	577.3	778.2	623.9	756.6	728.0	659.7	679.5	623.0
30.5	23.7	30.7	25.5	26.2	41.7	37.6	39.0	37.2
121.2	77.0	117.8	84.5	100.4	163.7	150.4	144.2	147.5
0.8	1.6	1.1	1.3	1.2	1.6	1.5	1.5	1.5
875.9	523.5	791.0	688.7	885.7	1212.4	1169.3	1132.6	1177.9
6.9	7.3	8.3	8.1	8.7	10.8	10.2	10.1	10.3
343.0	281.4	386.1	334.1	351.2	572.2	486.9	538.8	493.3
4.1	7.2	7.8	6.7	5.0	8.5	8.4	7.9	8.6
9.9	13.0	11.8	11.3	12.0	13.1	12.1	12.1	12.3
2.7	3.3	3.0	2.8	3.1	3.3	3.1	3.0	3.2
73.8	60.4	76.7	68.2	77.9	101.0	96.0	95.6	96.6
135.6	115.8	141.5	132.2	149.0	181.0	175.2	171.3	175.1
15.2	12.6	15.8	14.2	15.8	19.8	19.2	18.6	19.2
56.3	46.6	57.9	52.4	57.9	70.4	69.2	67.3	69.1
9.6	8.3	9.9	9.0	9.7	11.7	11.4	11.1	11.2
3.2	2.5	2.9	2.7	3.0	3.6	3.5	3.4	3.4
8.7	6.9	8.6	7.2	7.6	9.9	10.0	9.5	9.8
1.1	1.1	1.1	1.1	1.0	1.3	1.3	1.2	1.2
6.1	5.6	6.2	5.8	6.2	7.3	7.3	6.9	7.1
1.1	1.2	1.2	1.2	1.1	1.4	1.4	1.3	1.4
3.1	2.9	3.3	3.1	3.2	3.9	3.8	3.7	3.8
0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
2.6	2.6	2.9	2.7	3.0	3.5	3.5	3.3	3.5
0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
	0.703717		0.704027	0.703477				
	5		5	5				
	0.512813		0.512781	0.512847				
	6		7	5				
	19.159		19.072					
	6		6					
	15.638		15.636					
	5		6					
	39.143		39.095					
	16		18					



P-I	P-I	P-I	P-I	P-I	P-I	P-I	P-I	P-I
D160 12404	K1601 2421-1	J1412 0105-1	J1412 0103	K1601 2708-1	K1601 2707-1	J1412 0504-1	K1601 2709-1	K1601 2709-2
Benmoreite	Benmoreite	Benmoreite	Benmoreite	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Benmoreite	Benmoreite
-72.69022	-72.74490	-72.74354	-72.74805	-72.73407	-72.75659	-72.74540	-72.73520	-72.73520
165.56238	165.49742	165.48657	165.51289	165.44599	165.51118	165.49650	165.42810	165.42810

55.85	56.41	57.71	57.96	58.66	59.42	59.52	55.52	55.78
1.30	1.21	1.07	1.31	0.91	0.88	0.77	1.32	1.33
17.53	17.59	17.56	17.69	17.59	17.79	17.49	17.47	17.58
8.68	8.34	7.71	7.83	6.99	6.96	6.36	8.70	8.69
0.22	0.22	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18	0.22	0.22
1.57	1.44	1.22	1.77	1.09	1.05	0.90	1.63	1.64
3.97	3.76	3.31	3.80	3.00	2.90	2.65	4.04	4.08
6.06	6.19	6.25	5.71	6.12	6.17	6.21	6.20	6.13
3.59	3.71	3.90	3.81	4.29	4.37	4.45	3.52	3.52
0.51	0.47	0.39	0.43	0.30	0.29	0.25	0.51	0.52
-0.26	-0.34	0.00	0.00	-0.25	-0.25	0.00	-0.20	-0.41
99.02	99.00	99.35	100.50	98.89	99.78	98.78	98.94	99.07

5.9	6.2			4.2	3.2		7.3	7.4
10.9	8.4			9.4	8.1		18.1	18.1
9.5	8.9			9.1	9.0		13.7	8.4
85.8	93.4	82.9	101.0	131.4	135.3	120.4	86.0	86.5
588.5	603.9	427.5	496.1	496.9	477.2	364.5	635.5	646.4
36.8	37.7	30.6	28.0	32.2	33.1	26.8	37.1	37.4
116.8	157.9	116.3	109.2	157.9	159.2	116.7	150.4	155.3
1.5	1.6	1.5	1.9	2.3	2.5	2.3	1.6	1.5
1176.2	1270.1	1130.4	907.2	1112.9	1126.0	1005.6	1170.7	1182.4
10.5	10.8	11.1	11.7	12.3	12.9	12.5	10.1	10.2
510.6	514.8	464.6	483.3	604.5	642.9	553.2	484.5	492.1
8.6	8.9	9.3	10.3	13.3	11.8	12.3	7.4	8.5
13.3	13.7	14.3	16.5	18.7	19.7	19.2	12.8	12.9
3.3	3.5	3.6	3.9	4.7	4.7	4.9	3.3	3.3
97.7	101.2	87.4	84.7	99.1	103.1	88.9	95.3	95.9
178.8	183.0	165.3	155.4	172.3	177.6	159.4	175.4	177.3
19.8	19.8	17.0	16.2	18.0	18.3	15.8	19.4	19.5
71.1	70.9	61.4	56.7	60.8	62.2	53.5	69.3	69.6
11.6	12.0	10.0	9.6	9.7	9.5	8.8	11.8	11.8
3.6	3.7	3.1	2.5	2.6	2.5	2.2	3.6	3.6
10.0	10.1	7.8	7.3	8.0	8.0	6.6	9.9	9.9
1.3	1.3	1.3	1.0	1.1	1.1	1.0	1.3	1.3
7.3	7.6	6.7	6.3	6.1	6.1	5.8	7.4	7.4
1.4	1.4	1.4	1.2	1.2	1.2	1.1	1.4	1.4
3.9	4.0	3.7	3.4	3.6	3.6	3.2	4.0	4.0
0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
3.6	3.7	3.5	3.3	3.5	3.5	3.3	3.6	3.6
0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

0.703884	0.703998					0.703999	0.703852
5	5					5	5
0.512805	0.512791					0.512797	0.512823
6	6					5	7
19.195	19.056					19.052	19.205
10	8					8	8
15.640	15.638					15.640	15.635
9	7					7	8
39.198	39.093					39.094	39.188
28	22					23	24

P-I	P-I	P-F	P-F	P-F	P-F	P-F	P-F	P-F
K1601 2703	K1601 2705-1	M1601 2701	K1601 2425	K1601 2415	D1601 2405-2	K1601 2422-1	K1601 2407-1	J1412 0504-2
Benmoreite	Benmoreite	Phonolite	Phonolite	Phonolite	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte
-72.75859	-72.75634	-72.64090	-72.65179	-72.65206	-72.69022	-72.68655	-72.70139	-72.74540
165.45284	165.51295	165.49813	165.49965	165.49947	165.56238	165.60872	165.55815	165.49650

55.12	57.36	59.33	60.44	60.63	64.20	64.66	64.73	64.93
1.70	1.68	0.27	0.19	0.19	0.15	0.33	0.28	0.47
17.30	16.93	17.93	18.51	18.59	16.79	17.14	16.40	17.78
8.60	7.70	5.48	5.19	5.15	3.87	4.94	4.92	4.85
0.19	0.17	0.20	0.20	0.20	0.15	0.17	0.18	0.16
2.59	2.25	0.19	0.13	0.11	0.04	0.20	0.13	0.51
4.65	4.61	1.48	1.41	1.26	0.92	1.32	1.15	1.74
5.31	5.12	7.50	7.94	8.01	7.07	6.62	6.63	6.19
3.44	3.65	5.43	5.48	5.50	5.17	5.30	5.18	5.02
0.53	0.46	0.08	0.05	0.05	0.02	0.06	0.05	0.15
-0.07	0.24	0.00	0.13	0.03	0.02	-0.05	-0.14	0.00
99.36	100.17	97.89	99.67	99.73	98.41	100.69	99.52	101.81

6.8	2.3	1.1	0.6	0.9	0.8	2.5	4.0	
71.6	14.5	2.0	0.9	1.9	0.7	0.6	1.5	
20.4	8.0	7.6	7.6	6.9	4.4	5.6	3.1	
100.4	155.0	177.8	217.2	186.1	291.6	190.1	280.7	151.2
647.2	315.7	75.1	55.6	35.5	4.6	60.5	39.6	199.5
31.5	27.6	32.9	38.8	32.7	48.5	41.8	64.4	21.4
134.1	145.3	119.9	219.2	163.5	227.0	192.1	291.5	116.4
1.8	3.3	3.6	3.8	3.8	9.7	5.1	8.6	3.7
929.8	843.5	751.8	339.6	281.6	13.7	609.6	376.8	705.5
9.9	12.7	14.9	18.3	15.3	22.4	15.6	22.8	14.4
482.1	625.8	807.1	935.8	808.9	1003.5	748.0	1123.7	633.5
10.9	14.9	9.5	16.2	12.4	29.8	13.7	22.2	15.8
14.6	23.9	25.8	31.3	25.2	54.9	27.6	43.2	29.2
3.6	5.7	6.9	8.4	6.1	13.3	7.1	10.7	7.4
87.7	108.2	118.7	137.4	111.2	201.5	127.7	197.2	87.2
155.8	175.5	195.9	214.3	175.0	313.1	211.1	328.3	148.0
16.7	17.1	19.0	20.8	17.1	29.0	21.8	32.5	14.0
60.1	54.4	59.5	64.2	52.2	85.3	71.6	103.6	44.0
9.7	7.9	8.6	9.5	7.5	11.7	11.6	15.8	7.0
2.7	1.8	1.6	1.4	1.1	0.4	1.5	1.3	1.4
8.4	6.5	7.2	8.0	6.4	9.8	9.8	13.6	5.0
1.1	0.8	1.0	1.1	0.9	1.3	1.3	1.8	0.7
6.2	5.0	5.8	6.8	5.5	8.1	7.9	11.1	4.7
1.2	1.0	1.2	1.4	1.1	1.7	1.6	2.2	0.9
3.4	3.0	3.5	4.3	3.4	5.2	4.6	6.5	2.7
0.5	0.4	0.5	0.7	0.5	0.8	0.7	1.0	0.4
3.1	3.1	3.7	4.7	3.8	5.8	4.8	6.6	3.0
0.5	0.5	0.6	0.7	0.6	0.9	0.7	1.0	0.5

0.703973

5

0.512813

6

19.510

14

15.636

12

39.425

38

P-F	P-F	P-F	P-F	P-F	P-F	P-F	S-M	S-M
D1601 2405-3	K1601 2412-1	K1601 2409	K1601 2418-3	M1601 2710	M1601 2714-2	K1601 2708-6	K1601 2412-2	K1601 2411-1
Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Trachyte	Basanite	Basanite
-72.69022	-72.67436	-72.70086	-72.63301	-72.67736	-72.67699	-72.73407	-72.67436	-72.67459
165.56238	165.49192	165.55682	165.62246	165.63976	165.64187	165.44599	165.49192	165.49135
65.90	66.01	66.19	66.88	60.27	61.04	65.50	43.97	43.98
0.16	0.25	0.14	0.13	0.62	0.63	0.22	3.56	3.65
17.31	16.45	17.15	16.75	18.33	18.54	17.38	14.53	14.82
3.87	4.72	3.80	3.58	5.18	5.26	3.80	11.88	11.87
0.15	0.16	0.16	0.15	0.19	0.19	0.15	0.19	0.19
0.04	0.06	0.03	0.02	0.57	0.60	0.18	7.14	6.45
0.73	1.08	0.84	0.57	2.12	2.11	1.13	10.90	10.76
7.16	6.72	7.61	7.61	6.77	6.70	6.72	3.42	3.58
5.24	5.24	5.14	4.81	5.18	5.22	5.35	1.71	1.82
0.02	0.03	0.01	0.01	0.14	0.15	0.04	0.68	0.72
0.42	0.13	0.45	0.17	0.26	0.14	0.07	-0.62	-0.68
101.00	100.84	101.52	100.69	99.62	100.57	100.54	97.37	97.16
1.0	2.9	2.3	0.4	1.0	1.0	1.3	27.0	21.2
0.7	1.3	0.9	-0.1	12.5	12.0	5.1	306.7	252.0
4.1	7.1	9.0	2.6	7.0	6.0	3.5	57.3	43.4
293.1	224.5	315.3	372.9	220.0	205.4	237.5	44.2	38.5
5.2	7.5	3.5	2.0	419.5	382.2	52.7	842.2	729.1
35.2	63.5	55.3	67.0	35.0	31.8	47.5	30.7	26.4
184.8	183.5	283.5	348.4	140.3	146.7	286.0	89.1	77.8
8.5	6.6	9.4	11.8	6.4	5.8	3.6	0.9	0.8
16.3	70.3	7.7	2.4	1004.0	932.6	127.5	570.2	503.2
23.1	20.7	22.3	29.7	14.4	13.3	18.3	5.6	4.9
1049.4	1016.3	986.3	1115.7	785.1	724.3	769.4	232.3	204.1
19.1	19.0	25.7	34.5	16.8	15.2	20.0	2.7	2.8
54.8	32.3	54.4	75.6	35.7	32.1	47.4	6.0	5.3
12.6	8.0	13.1	18.1	10.5	8.7	11.2	1.6	1.4
114.1	150.0	214.4	220.9	130.2	118.6	171.6	52.1	45.5
246.7	264.5	336.5	346.7	212.0	193.2	280.4	100.8	88.6
15.9	28.0	30.9	33.5	20.3	18.5	27.2	12.2	10.7
46.0	95.2	91.2	97.1	64.3	58.0	83.6	49.4	43.4
6.8	16.0	12.6	15.1	9.1	8.3	12.4	9.6	8.4
0.3	1.0	0.3	0.3	2.0	1.9	0.7	3.1	2.7
6.2	13.8	10.8	12.7	7.7	7.1	10.2	8.9	7.9
0.9	1.9	1.5	1.8	1.0	0.9	1.4	1.1	1.0
5.5	11.7	9.1	11.6	6.0	5.5	8.4	6.4	5.6
1.2	2.3	1.8	2.3	1.2	1.1	1.7	1.2	1.0
3.8	6.8	5.6	7.2	3.6	3.3	5.2	3.0	2.6
0.6	1.0	0.9	1.1	0.5	0.5	0.8	0.4	0.3
4.5	6.8	5.9	7.6	3.7	3.4	5.4	2.4	2.1
0.7	1.0	0.9	1.1	0.6	0.5	0.8	0.3	0.3
				0.703747				
				5				
				0.512811				
				5				
				19.229				
				7				
				15.641				
				6				
				39.245				
				19				

S-M	S-M	S-M	S-M	S-M	S-M	S-M	S-I	S-I
J1412 0107-1	K1601 2708-4	K1601 2418-1	K1601 2414	K1601 2423-2	K1601 2702	K1601 2701	K1601 2410-2	K1601 2413
Tephrite	Basanite	Tephrite	Basanite	Basanite	Hawaiite	Hawaiite	Phono- tephrite	Phono- tephrite
-72.70819	-72.73407	-72.63301	-72.68760	-72.68656	-72.75853	-72.75862	-72.70073	-72.68784
165.56885	165.44599	165.62246	165.60663	165.60871	165.45027	165.45079	165.55692	165.60662
44.84	45.62	47.09	47.12	47.13	48.96	49.15	48.07	48.17
2.99	3.29	2.93	2.60	2.55	2.88	2.88	2.35	2.35
15.56	14.81	16.60	16.30	16.70	16.21	16.32	17.83	17.95
11.20	11.04	11.03	11.29	11.06	10.88	10.87	10.34	10.33
0.21	0.18	0.23	0.21	0.21	0.20	0.20	0.23	0.23
5.07	7.29	3.42	5.84	4.85	4.68	4.65	3.15	3.15
9.68	9.60	8.15	8.91	8.51	7.78	7.80	7.07	7.10
4.64	3.68	4.89	4.80	4.93	4.40	4.53	5.79	5.89
2.42	1.93	2.61	1.83	2.06	2.33	2.34	2.79	2.58
0.82	0.56	0.84	0.63	0.64	0.79	0.80	0.77	0.77
0.00	0.80	-0.40	-0.27	-0.33	-0.29	-0.41	-0.42	-0.34
97.43	98.80	97.39	99.26	98.32	98.82	99.13	97.98	98.16
15.1	23.8	9.7	15.6	13.6	14.1	14.1	6.8	7.0
213.0	258.7	147.3	165.2	153.9	182.0	183.4	100.0	102.0
40.5	46.4	22.1	42.6	42.8	34.5	34.7	12.2	11.6
55.0	41.9	70.8	49.3	56.9	64.1	62.7	68.7	69.3
822.0	828.4	1035.1	882.9	928.0	874.2	865.8	1098.9	1098.2
26.2	27.0	37.7	29.1	30.1	31.6	31.4	32.5	32.4
104.6	86.9	147.2	106.3	116.0	112.6	111.4	158.8	163.0
0.7	0.8	0.9	0.7	0.9	1.2	1.1	0.7	0.8
730.9	663.4	841.7	638.3	691.6	696.6	683.9	851.5	846.1
7.1	5.3	8.7	6.1	6.6	7.4	7.3	7.7	7.5
285.1	221.9	400.1	279.9	307.6	344.2	341.8	382.3	379.9
3.8	3.5	4.9	2.5	3.8	6.2	6.2	4.1	3.9
10.1	6.1	12.0	7.0	7.9	10.5	10.2	10.0	9.8
2.6	1.6	3.2	1.9	2.3	2.8	2.7	2.7	2.6
73.2	50.7	92.3	62.5	69.0	71.8	70.9	91.3	90.4
141.2	98.5	173.1	117.2	129.5	134.5	132.0	166.4	163.7
15.3	11.8	19.6	13.4	14.5	15.3	15.0	18.4	18.1
58.4	46.9	72.8	50.7	54.3	58.9	58.2	67.9	66.6
10.0	9.0	13.5	9.1	9.9	10.3	10.2	11.4	11.1
3.2	2.9	4.0	2.9	3.1	3.1	3.1	3.5	3.4
8.1	8.3	11.6	8.1	8.6	9.4	9.0	9.6	9.6
1.3	1.0	1.4	1.0	1.1	1.2	1.1	1.2	1.2
6.3	5.7	8.1	5.8	6.3	6.6	6.4	6.9	6.6
1.3	1.1	1.5	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
3.2	2.8	4.0	2.9	3.1	3.3	3.2	3.3	3.3
0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
2.6	2.2	3.3	2.5	2.6	2.7	2.7	2.9	2.8
0.4	0.3	0.5	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
0.703143	0.703442							
6	6							
0.512872	0.512870							
7	5							
19.721	19.371							
9	7							
15.625	15.642							
8	7							
39.524	39.300							
26	21							

S-I	S-I	S-I	S-I	S-I	S-I	S-I	S-I	S-I
M1601 2707-1	M1601 2713-1	K1601 2713-2	M1601 2708	K1601 2712	M1601 2713-2	M1601 2709	M1601 2714-1	K1601 2710-1
Phono- tephrite	Phono- tephrite	Phono- tephrite	Mugearite	Mugearite	Mugearite	Mugearite	Mugearite	Phono- tephrite
-72.65667	-72.72710	-72.72710	-72.67708	-72.72730	-72.72710	-72.67724	-72.67699	-72.68988
165.56800	165.53913	165.53913	165.63920	165.53851	165.53913	165.63950	165.64187	165.56490
48.23	48.46	50.41	50.54	50.58	50.86	51.02	51.06	51.10
2.55	2.29	2.04	2.19	2.19	2.20	2.19	2.11	1.58
17.32	17.52	17.45	17.14	17.09	17.39	17.26	17.09	18.65
10.54	9.86	9.97	10.20	10.16	10.22	10.16	9.95	9.18
0.23	0.22	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.23
3.44	3.00	2.97	3.19	3.15	3.17	3.15	3.02	1.89
7.66	7.06	6.19	6.26	6.29	6.20	6.21	6.01	6.05
5.80	6.24	5.85	5.09	5.17	5.11	5.29	5.21	6.36
2.66	2.78	2.78	2.58	2.59	2.59	2.63	2.69	3.08
0.62	0.55	0.68	0.86	0.85	0.86	0.86	0.83	0.61
-0.38	-0.24	-0.34	-0.42	-0.44	-0.49	-0.35	-0.48	-0.11
98.68	97.74	98.21	97.83	97.83	98.32	98.62	97.71	98.61
10.9	9.5	10.1	8.0	9.5	8.8	8.0	8.5	4.5
139.8	119.6	95.0	102.5	94.6	109.0	101.9	104.8	58.1
29.5	24.0	23.2	38.7	23.1	23.5	29.1	22.1	18.3
85.4	84.1	72.8	75.9	67.9	78.1	77.1	82.4	90.8
1087.5	1019.9	1014.4	917.8	914.0	935.7	915.5	935.1	1135.3
36.3	34.8	32.6	31.9	30.6	32.8	31.9	33.0	33.8
151.6	135.2	137.3	136.5	145.7	130.9	132.8	140.5	168.8
1.1	1.1	0.5	1.1	0.7	1.2	1.2	1.3	1.2
871.7	855.6	854.7	803.0	801.5	817.8	817.6	854.2	987.2
9.5	9.3	8.8	8.7	8.0	8.9	8.8	8.9	8.8
490.3	508.9	455.1	433.9	426.3	447.7	436.8	456.7	454.7
6.5	5.8	4.3	7.8	4.4	7.9	8.0	8.1	7.6
14.1	15.0	10.0	12.6	9.8	12.9	12.9	13.5	13.6
3.8	4.1	2.6	3.2	2.5	3.3	3.3	3.4	3.7
95.2	94.6	85.7	85.7	80.8	87.4	85.7	88.8	100.2
172.7	166.5	153.1	155.6	145.5	159.3	155.9	161.8	178.3
18.8	17.8	16.7	17.2	15.9	17.4	17.3	17.8	19.0
68.4	64.2	60.5	63.6	57.8	65.1	63.9	65.7	66.4
11.3	10.4	10.1	10.4	9.5	10.6	10.5	10.7	10.7
3.6	3.3	3.2	3.2	3.0	3.2	3.2	3.3	3.4
10.2	9.3	8.7	9.1	8.2	9.3	9.2	9.4	9.1
1.3	1.2	1.1	1.1	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1
7.1	6.6	6.1	6.2	5.8	6.3	6.3	6.4	6.5
1.3	1.2	1.1	1.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.3
3.7	3.4	3.1	3.2	3.0	3.3	3.2	3.3	3.6
0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
3.3	3.1	2.7	2.8	2.7	2.9	2.8	2.9	3.2
0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
	0.703182	0.703169						
	5	5						
	0.512880	0.512859						
	6	9						
	19.993	19.849						
	8	9						
	15.656	15.629						
	7	8						
	39.781	39.630						
	23	24						

S-I	S-I	S-I	S-I	S-I	X	X	B	B
M1601 2712	M1601 2702	K1601 2708-5	K1601 2422-2	K1601 2713-1	K1601 2407-2	K1601 2422-3	1412 15-5B	1411 23-1A
Phono- tephrite	Phono- tephrite	Tephri- phonolite	Tephri- phonolite	Tephri- phonolite	Grano- diorite	Grano- diorite	Pelitic migmatite	GHIC
-72.67732	-72.64089	-72.73407	-72.68655	-72.72710	-72.70139	-72.68655	-74.62860	-73.88409
165.64014	165.49790	165.44599	165.60872	165.53913	165.55815	165.60872	164.22157	163.72544
51.24	51.59	52.63	53.03	54.89	67.44	68.85	59.24	69.17
2.20	1.45	1.22	1.23	1.08	0.61	0.58	1.04	0.45
17.33	18.02	18.70	19.11	18.65	14.64	14.81	16.46	16.30
10.20	8.45	8.76	8.10	8.26	3.56	3.25	8.93	3.10
0.20	0.21	0.23	0.24	0.22	0.07	0.06	0.31	0.06
3.17	2.35	1.94	1.26	1.46	2.15	1.95	4.77	1.14
6.25	5.45	5.07	4.59	4.17	3.20	3.32	0.99	4.20
5.17	6.00	6.87	7.47	6.80	3.87	3.92	1.28	4.02
2.59	3.15	3.00	3.90	3.56	2.82	2.86	4.95	1.27
0.86	0.63	0.56	0.36	0.50	0.05	0.05	0.05	0.07
-0.43	-0.26	2.32	-0.20	-0.25	0.70	0.74	1.02	0.15
98.79	97.04	101.29	99.09	99.33	99.11	100.39	99.02	99.93
8.4	5.3	3.3	2.6	4.5				
104.5	54.1	23.7	29.4	22.2				
29.2	18.1	10.1	9.5	12.3				
74.5	84.0	92.8	117.2	99.4				
904.2	949.8	1036.8	929.7	902.0				
31.8	28.9	32.0	33.3	30.3				
133.5	150.6	157.7	197.5	166.0				
1.1	1.3	1.3	1.2	1.0				
779.6	1266.9	969.9	922.9	1032.4				
8.4	8.0	10.6	10.7	10.4				
428.0	419.0	602.5	565.0	558.8				
7.7	5.8	6.7	6.7	5.9				
12.3	13.0	16.0	17.7	13.7				
3.2	3.6	4.9	4.8	3.2				
83.9	89.0	96.8	116.4	102.2				
151.1	156.9	169.1	199.2	173.8				
17.0	16.7	17.8	20.3	18.0				
62.7	58.8	61.3	67.8	60.7				
10.3	9.2	9.9	11.0	9.4				
3.1	3.2	3.1	3.1	2.9				
8.9	8.0	8.6	9.1	7.8				
1.1	1.0	1.1	1.1	0.9				
6.2	5.6	6.1	6.6	5.6				
1.1	1.0	1.2	1.2	1.1				
3.1	3.0	3.5	3.5	3.0				
0.4	0.4	0.5	0.5	0.4				
2.7	2.6	3.2	3.3	2.8				
0.4	0.4	0.5	0.5	0.4				
			0.703190	0.703152	0.715561	0.715740	0.761940	0.714313
			6	5	5	5	5	4
			0.512897	0.512891	0.512387	0.512356	0.511751	0.511908
			8	4	6	4	4	6
			19.772	19.856	18.966	18.552	18.203	18.197
			8	8	10	6	6	4
			15.631	15.627	15.660	15.632	15.687	15.647
			7	7	9	5	5	4
			39.568	39.632	39.139	39.013	39.040	38.482
			21	24	28	17	17	11

† 각 암석 그룹 약자: P=potassic, S=sodic, M=mafic, I=intermediate, F=felsic, X=xenolith, B=basement

주 의

1. 이 보고서는 극지연구소 위탁과제 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 위탁연구과제로 수행한 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안됩니다.