

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “ 남극빅토리아랜드지역 지각진화 및 행성형성과정 연구” 과제의 위탁연구 “운석의 암석학적, 지구화학적 특성에 관한 연구 및 운석 데이터베이스 구축” 과제의 최종보고서로 제출합니다.



(본과제) 총괄연구책임자	:	이 종 익
위탁연구기관명	:	서울대학교
위탁연구책임자	:	최 변 각
위탁참여연구원	:	김 화 영
“	:	김 형 규
“	:	고 수 경
“	:	조 문 경
“	:	김 다 슬

보고서 초록

위탁연구과제명	운석의 암석학적, 지구화학적 특성에 관한 연구 및 운석 데이터베이스 구축				
위탁연구책임자	최 변 각	해당단계 참여연구원수	6	해당단계 연구비	225,000,000원
연구기관명 및 소속부서명	서울대학교 지구과학교육과		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 : 상대국연구기관명 :				
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서 면수	64
<p>CV3 콘드라이 TIL07003/07007 내 세립질 CAI는 광물조합과 조직의 특징에 따라 1) 황장석 우세 (회장석 결핍), 2) 황장석과 회장석을 모두 포함, 3) 회장석 우세 (황장석 결핍), 4) 누대구조를 갖는 세립질 CAI 등으로 분류됨.</p> <p>서울대학교 지구과학교육과 보유이차이온질량분석기를 이용한 희토류원소분석법을 개발하고 이를 이용하여 진주운석 내 인산염광물의 희토류함량을 분석함.</p> <p>대부분 IAB 그룹 철운석의 규산염 포유물에는 사장석이 발견되는 반면, 가평 철운석은 사장석 대신 정장석이 나타남. 가평 운석의 생성 및 변성과정에서 사장석이 정장석으로 치환되거나 화학반응에 의해 사장석이 소모되고 정장석이 생성되었음을 지시함.</p> <p>기존에 다소 모호하게 제시되어 있던 충격변성단계의 지시자에 대해 좀더 구체적이고 정량적인 접근을 시도함. 하나의 운석 내에서 충격변성의 흔적이 어떻게 분포하고 있는지를 정량적으로 연구함.</p> <p>각력암질 유크라이트에 TIL 07014 내 다양한 암석학적 특징을 갖는 암편들이 암석학적 특징으로부터 1) 서브오피틱, 2) 입상변정질, 3) 각력암, 4) 막대 모양 휘석, 5) 철-니켈 금속을 포함하는 암편 등으로 분류함. 이는 각력암화 작용이 여러 번에 걸쳐 일어났음을 지시함.</p>					
색 인 어 (각 5개 이상)	한 글	운석, 콘드라이트, 분화운석, 철운석, 고칼슘-알루미늄 포획물, 이차이온질량분석기, 충격변성작용			
	영 어	meteorites, chondrites, differentiated meteorites, iron meteorites, Ca-Al-rich inclusions, secondary ion mass spectrometry, shock metamorphism			

요 약 문

I. 제 목

운석의 암석학적, 지구화학적 특성에 관한 연구 및 운석 데이터베이스 구축

II. 연구개발의 목적 및 필요성

운석을 분류하고, 기초적인 암석학적, 지구화학적 연구를 수행하여 대한민국남극 운석 탐사에 의해 현재까지 수집된 또 앞으로 수집될 다양한 종류의 운석 시료 연구에 필요한 기초 자료로 활용될 수 있도록 한다.

III. 연구개발의 내용 및 범위

미분화운석, 분화운석에 대한 분류, 암석학적 특징, 지구화학적 특징 및 희토류원소 분포 측정.

IV. 연구개발결과

연구 결과는 크게 다섯 주제로 요약할 수 있다: (1) CV3 콘드라이트(TIL 07007)의 암석학적 특징과 고칼슘-알루미늄 포획물(Ca-Al-rich inclusions)에 대한 연구, (2) 이차이온질량분석기를 이용한 희토류원소 함량분포에 관한 연구, (3) 가평철 운석 내 규산염 포획물의 암석학적 특징에 관한 연구, (4) 콘드라이트의 충격변성 작용에 관한 연구, (5) 각력암질 유크라이트(TIL 07014)의 암석학적 특징에 관한 연구.

V. 연구개발결과의 활용계획

본 연구 결과는 향후 극지연구소 남극운석을 포함하여 국내 연구기관에서 보유한 운석 시료의 분류, 데이터베이스 구축, 연구용 운석 시료의 분배 및 운석의 암석학적 특성 연구에 기초 자료로 활용될 수 있을 것이다.



S U M M A R Y

(영 문 요 약 문)

I. Title

Petrological Study of Antarctic meteorites

II. Purpose and Necessity of R&D

Developing classification scheme for meteorites and carrying out basic petrological and geochemical studies of them so that can be used as basic data for classification and research of various types of meteorites collected to date and to be collected by the Korea Antarctic Meteorite Expeditions.

III. Contents and Extent of R&D

Classification schemes for both chondrites and differentiated meteorites, petrological and geochemical studies of them and rare earth elements distributions in phases of meteorites.

IV. R&D Results

The results can be summarized into the following five research topics: (1) petrological studies of CV 3 chondrite (TIL 07007) and Ca-Al-rich inclusions in the meteorite, (2) geochemical study on rare earth elements abundances of phases in meteorites, (3) petrological studies of silicate inclusions in Gapyeong iron meteorite, (4) shock metamorphism of chondrites, (5) petrological study of polymictic eucrite (TIL 07014).

V. Application Plans of R&D Results

The results of this study could be used as basic data for the classification and distribution of meteorite samples held by domestic research institutes including Korea Polar Research Institute. The results also provides basic data for the petrological and geochemical studies of the meteorites.



목 차

제 1 장 서론	- 08
제 2 장 국내외 기술개발 현황	- 09
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과	- 11
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도	- 59
제 5 장 연구개발결과의 활용계획	- 60
제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보	- 61
제 7 장 참고문헌	- 62



제 1 장 서론

운석(meteorites)이란 지구 밖의 고체 물질(암석)이 지구 중력에 이끌려 지구 대기를 통과한 후 지표면에서 발견된 것으로, 소행성, 위성, 행성의 표면에서 떨어져 나온 암석이며, 태양계의 기원 물질, 생성과정 및 행성의 진화를 직접 연구하기 위한 (월석 등 일부 직접 탐사에 의해 가져온 시료를 제외한다면) 현재로서는 거의 유일한 연구 시료이다(최변각, 2009).

현재 인류가 보유한 운석 중 분류 및 국제운석학회의 공인 절차가 이루어진 운석은 2019년 현재 6만 여점이며, 이 중 절대 다수가 남극에서 발견된 것이다. 대한민국은 적극적으로 남극운석탐사를 수행하고 있는 소수의 선도적 남극운석 연구국가 중 하나이므로 남극운석을 체계적으로 분류하고 연구에 활용하기 위한 기반 구축이 절실히 요구된다. 2019년 현재까지 극지연구소는 남극에서 약 1000개의 운석을 회수하였다. 이들 운석을 연구하기 위해서는 먼저 체계적으로 분류하는 것이 선행되어야 하며, 운석의 분류는 (1)암석학적 특징, (2)지화학적 특성, (3)동위원소 조성 등을 기준으로 이루어진다(최변각, 2009; Krot et al., 2004).

따라서 본 연구는 (1) 국내에서 현재 활용 가능한 연구 장비를 활용한 운석분류 체계를 정립하고, (2) 대한민국 남극운석탐사대가 회수한 남극운석을 중심으로 다양한 종류의 운석의 암석학적, 지화학적 특성을 연구하여, (3) 태양계의 탄생 및 진화 과정에 대한 이해를 증진함과 동시에 (4) 향후 국제 운석 공동연구를 위한 운석 데이터베이스 구축을 목표로 한다.

제 2 장 국내외 기술개발현황

운석 연구는 미국, 유럽, 일본 등 관련 연구 선진국을 중심으로 대학 및 연구기관에 소속된 연구자들에 의해 활발히 이루어지고 있으며, 국제운석학회를 중심으로 연구 교류가 이루어지고 있다. 운석 시료 확보 및 분류 그리고 관리는 특히 남극운석 탐사를 중심으로 국가 주도의 탐사/분류/보관/연구가 진행되고 있다. 운석 연구 결과는 태양계 성인 및 진화 이해 뿐 아니라 태양계 탐사의 기초 자료로서 활용되고 있다.

운석 연구에 있어 가장 중요한 단계는 필요한 연구시료를 확보하는 것이다. 운석 연구의 활성화는 필연적으로 연구시료의 증가와 밀접하게 관련되어 왔으며, 1960년대 말 이후 아폴로(Apollo) 우주선의 달탐사와 약 380kg의 월석 시료 확보, 1969년 두 건의 대규모 운석 낙하 (멕시코의 Allende 운석, 호주의 Murchison 운석), 1970년대 중반 이후부터 조직적으로 수행된 남극운석 탐사의 세 가지 사건이 운석 연구 활성화에 크게 기여하였다. 특히, 남극운석 탐사 이전까지 학계에 보고된 운석은 약 4,000점 정도였지만, 40여년에 걸친 남극운석 탐사와 최근 급증하고 있는 아프리카 사막에서의 운석 발견으로 인해 현재 발견된 운석의 수는 10배 이상으로 늘어났다. 이후 미국, 유럽, 일본 등 관련 연구 선진국을 중심으로 국가 주도로 남극운석 탐사 및 분류, 보관, 연구가 진행되고 있으며, 남극운석은 국제 공동 활용이 원칙이기 때문에 관련 연구자들은 모든 남극운석 탐사국에게 운석 시료 공개를 요구할 수 있다.

운석 연구는 아래에서 예로 든 것과 같은 다양한 분야의 연구를 주도하거나 그 분야에서 중요한 역할을 담당하며 태양계 연구와 지구과학 분야의 발전에 크게 공헌해왔다.

- (1) 태양계 성운(solar nebula) 및 행성의 생성 과정에 대한 연구
- (2) 태양계의 생성 및 진화에 관련된 여러 사건의 연대 측정
- (3) 태양계의 평균 화학조성 및 동위원소 조성
- (4) 태양계의 구성물질의 화학조성 및 동위원소 조성의 다양성
- (5) 태양계의 기원물질에 대한 연구 및 항성의 진화와 핵융합 반응 이론에 대한 검증
- (6) 유기물의 형성 및 생명체의 기원에 대한 연구
- (7) 미세(정밀)분석 기법 개발

대표적 운석연구단체인 국제운석학회(The meteoritical Society: <https://meteoritical.org/>)에는 50여 개국 1000여명의 운석연구자가 회원으로 등록되어 있으며 특히, 미국, 유럽, 일본 등을 중심으로 활발하게 운석연구가 진행되고 있다. 운석연구 결과는 미국 휴스턴(Houston)에서 미항공우주국(NASA) 주체로 열리는 Lunar and Planetary Science Conference와 국제운석학회 정기총회 등에서 매년 1000편 이상이 발표되고 있으며, 국제운석학회지인 Meteoritics and Planetary Science, 국제운석학회와 국제지구화학회(Geochemical Society)의 공동학술지인 Geochimica et Cosmochimica Acta 외에도 Nature, Science, Earth and Planetary Science Letter, Astrophysical Journal 등 다양한 학술지에 논문이 발표되고 있다. 국제운석학회에서 공인한 운석목록은 운석게시판데이터베이스(meteorite bulletin database: <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>)에서 제공된다.

우리나라의 경우 2006년부터 극지연구소를 중심으로 남극운석탐사(<https://koreamet.kopri.re.kr/>)가 수행되고 있으며, 일부 대학 및 출연연구소 연구를 중심으로 꾸준히 운석 연구 저변이 확대되고 있다. 아울러 진주 운석 낙하를 계기로 사회적 관심이 증대하면서 국가가 관리하고 보존 연구해야 할 자연우주물체로서의 운석 연구에 대한 중요성이 부각되고 있어 한국지질자원연구원 산하 운석신고센터(<https://meteorite.kigam.re.kr/>)가 설치 운영되고 있다.

극지연구소

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

운석의 암석학적, 지구화학적 특성에 관한 세부 연구는 크게 아래 다섯 주제로 요약할 수 있다.

- (1) CV3 콘드라이트(TIL07007)의 암석학적 특징과 고칼슘-알루미늄 포획물 (Ca-Al-rich inclusions)에 대한 연구
- (2) 이차이온질량분석기를 이용한 희토류원소 함량분포에 관한 연구
- (3) 가평철운석 내 규산염 포획물의 암석학적 특징에 관한 연구
- (4) 콘드라이트의 충격변성작용에 관한 연구
- (5) 각력암질 유크라이트(Thiel Mountains 07014)의 암석학적 특징.

3.1. 연구시료 및 연구방법

본 연구에서는 다양한 그룹의 운석 시료 중 미분화운석, 석질 분화운석, 철질 분화운석을 대상으로 암석학적, 지구화학적 특징에 대한 연구를 수행하였다. 주로 대한민국 남극운석탐사에 의해 발견된 남극운석과 우리나라에 떨어진 운석을 사용하였으며, 연구에 사용된 시료는 아래 표 1과 같다.

표 1. 본 연구에 사용된 시료 목록

시료	분류	시료	분류
TIL 07007	CV chondrite	FRO 10035	ordinary chondrite (H6)
TIL 07004	ordinary chondrite (H6)	Jinju	ordinary chondrite (H5)
TIL 08008	ordinary chondrite (H6)	TIL 07014	Eucrite
FRO 10018	ordinary chondrite (H6)	Gapyeong	Irons (IAB)

각 시료에 대하여 1개 또는 다수의 연마 박편을 제작하거나 기존 연마 박편을 활용하였으며, 편광현미경과 주사전자현미경(SEM; Scanning Electron Microscope)을 사용하여 암석학적, 광물학적 특징을 관찰하였으며, 주사전자현미경은 서울대학교 지구과학교육과에 설치된 JEOL JSM-6380A 모델을 사용하였다.

주성분원소는 전자현미분석기(EPMA; Electron Probe Micro Analyzer)를 사용하여 분석하였으며, 서울대학교 기초과학공동기기원에 설치된 JEOL JXA-89000R과 극지연구소 극지지구시스템연구부에 설치된 JEOL JXA-8530F 두 개의 기기를 이용하였다. 모든 분석은 가속전압 15kV, probe current 10nA의 전자빔을 0.3~3 μ m 크기로 집속시켜 실시하였으며, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O 10개의 원소 중 Na₂O와 K₂O는 10초, 나머지 8개의 원소는 20초 동안 분석하였다. 기질효과(matrix effect)의 보정을 위해 분석한 광물과 같은 종류의 표준시료(standard material)를 사용하여 ZAF 보정방법을 이용해 보정하였다.

희토류원소(REE; Rare Earth Elements)는 한국기초과학지원연구원의 이차이온질량분석기(SHRIMP; Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe)와 서울대학교 지구과학교육과의 Cameca 6f를 이용하여 분석하였다. SHRIMP의 경우 가속전압 -10kV, beam current 1~5nA로 가속된 30~50 μ m크기로 O₂⁻ 빔을 사용하여 ⁹⁶Ca₂O를 기준 핵종으로 잡아 Ba부터 Lu까지의 원소를 분석하였으며, 각 희토류원소에 질량 간섭을 일으키는 산화물과의 중첩을 피하기 위해 최소 5000 이상의 질량분해능(MRP; Mass Resolving Power)을 유지하였다. 기질효과와 보정을 위해 NIST 611과 NIST 613 표준시료를 사용하였다. Cameca 6f 분석 조건에 대해서는 본문에서 자세히 설명하였다.

3.2. CV3 콘드라이트의 암석학적 특징과 고칼슘-알루미늄 포획물

대한민국 남극운석 탐사대에 의해 발견된 CV3 콘드라이트인 Thiel Mountains 07007(이하 TIL 07007)의 암석학적 특징 및 특히 이 운석 내에 상대적으로 다량 포함되어 있으며 초기 태양계 성운에서 형성된 것으로 알려져 있는 고칼슘-알루미늄 포획물(Ca-Al-rich inclusions, CASs)의 특징을 연구하였다.

3.2.1. Thiel Mountains 07007의 분류와 암석학적 특징

3.2.1.1. Thiel Mountains 07007의 분류

Thiel Mountains 07003과 07007(이하 TIL 07003 및 TIL 07007)은 2007년에 남극 티엘산맥 부근에서 대한민국 제 2차 탐사대에 의해 발견된 운석으로, 각각 크

기는 약 3×3 cm, 질량은 약 18g이며, CV3 콘드라이트로 분류된다(최변각 외, 2009). 두 운석은 매우 유사한 특징을 보이며, 거의 같은 장소에서 발견된 점 등으로 보아 같은 암석이 지구 대기 진입 중 부서진 것으로 생각된다. 암석학적 특징 연구는 주로 TIL 07007을 대상으로 이루어졌으며 CAI 연구를 위해서는 TIL 07007과 07003을 모두 사용하였다.

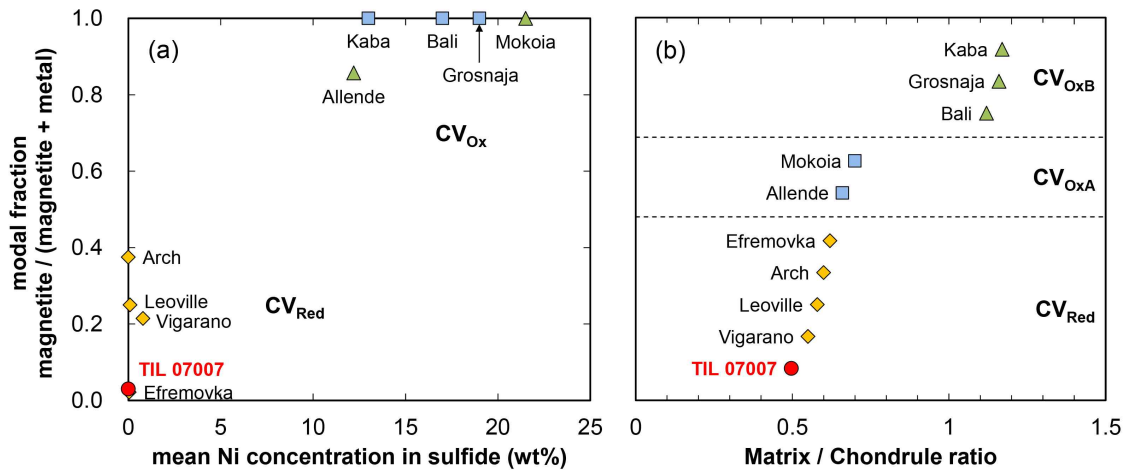


그림 1. (a) 자철석 함량 vs. 황화물 내 Ni 함량과 (b) 기질/콘드룰 비를 토대로 CV 콘드라이트가 세분되며, TIL 07007은 CV_{Red} 콘드라이트에 속한다. 다른 CV 콘드라이트의 자료는 Krot et al. (1995)과 McSween (1997)의 결과를 참조하였다.

모드분석 결과 TIL 07007은 63.4%의 콘드룰과 31.2%의 기질로 거의 구성되어 있으며 내화성 포획물인 CAI와 AOA의 함량은 각각 1.9%, 3.5%이다. CV3 콘드라이트는 산화정도에 따라 좀 더 산화된 CV_{ox}와 환원된 CV_{red}로 세분되는데 (Weisberg et al., 1997; Krot et al., 1998), TIL 07007는 낮은 기질/콘드룰의 비 (0.492), 황화물 내 낮은 Ni 함량(~0.83 wt%) 및 자철석이 발견되지 않는 점 등으로부터 TIL 07007은 CV_{Red} 콘드라이트로 분류할 수 있다(그림 1).

3.2.1.2. Thiel Mountains 07007의 암석학적 특징

TIL 07007의 콘드룰은 감람석, 휘석, 트로일라이트(troilite), 철-니켈 금속(Fe-Ni metal)의 주 구성광물과 이를 둘러싼 사장석 혹은 사장석 조성의 유리질 기질(mesostasis)로 대부분 구성되며, 주로 타원형인 콘드룰의 주변으로 CV 콘드라이트의 대표적 특징인 용융 외륜(igneous rim)이 흔하게 발달한다(그림 2a). 이 외륜은 광물 조성에서는 외륜 내부의 콘드룰과 동일하지만 광물의 평균 크기는 더

작은 차이점을 보인다.

CV 콘드라이트의 콘드룰 평균 크기는 약 1mm로서 콘드라이트 중 가장 크다 (Krot et al., 2014). TIL 07007의 경우 콘드룰의 평균 크기는 장반경 1.13 mm, 단반경 0.67mm로서 CV 콘드라이트의 평균 콘드룰에 가깝다. 연마박편에서 콘드룰 1개의 평균 면적은 약 $\sim 0.75\text{mm}^2$ 로, Allende 콘드룰의 평균 면적($\sim 0.50\text{mm}^2$)보다 크다.

TIL 07007의 콘드룰은 대부분 철-니켈 금속과 트로일라이트가 풍부한 Type I 콘드룰이 대부분이며, Type II 콘드룰도 일부 존재한다(그림 2 및 그림 3). 콘드룰 내 감람석의 조성은 Fa 0.4 ~ 49.1 mol%이지만, 소수의 Type II 콘드룰을 제외하면 대부분은 Fa 0 ~ 8.5 mol% 범위의 Mg-rich한 조성을 가진다(그림 3).

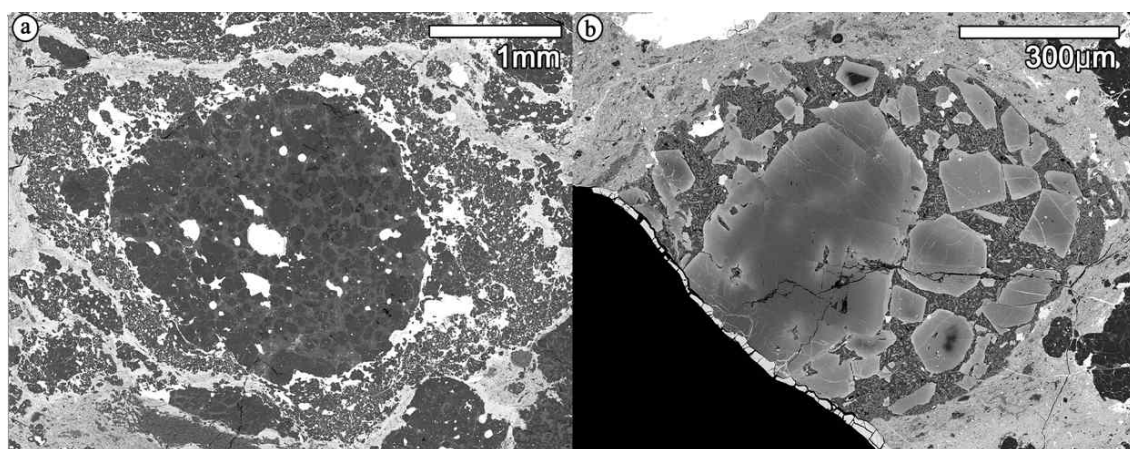


그림 2. TIL 07007 내 콘드룰의 후방산란전자영상 (a) Type I 콘드룰, (b) Type II 콘드룰.

다른 CV3 콘드라이트와 마찬가지로 TIL07007은 비교적 CAI를 포함한 내화성 포획물(refractory inclusions)을 비교적 많이 함유하고 있다(그림 3.2.4). CAI는 페로브스카이트(perovskite), 첩정석(spinel), 황장석(melilite), Al-투회석(Al-diopside), 회장석(anorthite)등으로 이루어져 있으며, 대개 불규칙한 모양을 가진다. 아메바모양 감람석 덩어리(amoeboid olivine aggregate, AOA)는 거의 순수한 마그네슘감람석(forsterite) 조성의 감람석을 주 구성광물로 하고 부수적으로 회장석, Al-투회석, 철-니켈 금속 등을 포함한다. AOA와 CAI의 주변으로 세립질의 감람석이 풍부한 집적 테두리 (accretionary rim)가 흔하게 관찰되고, 일부 AOA는 CAI를 포획하고 있다. 이는 CAI와 AOA의 생성 장소와 시간이 서로 밀접하게 관련되어 있음을 보여준다.

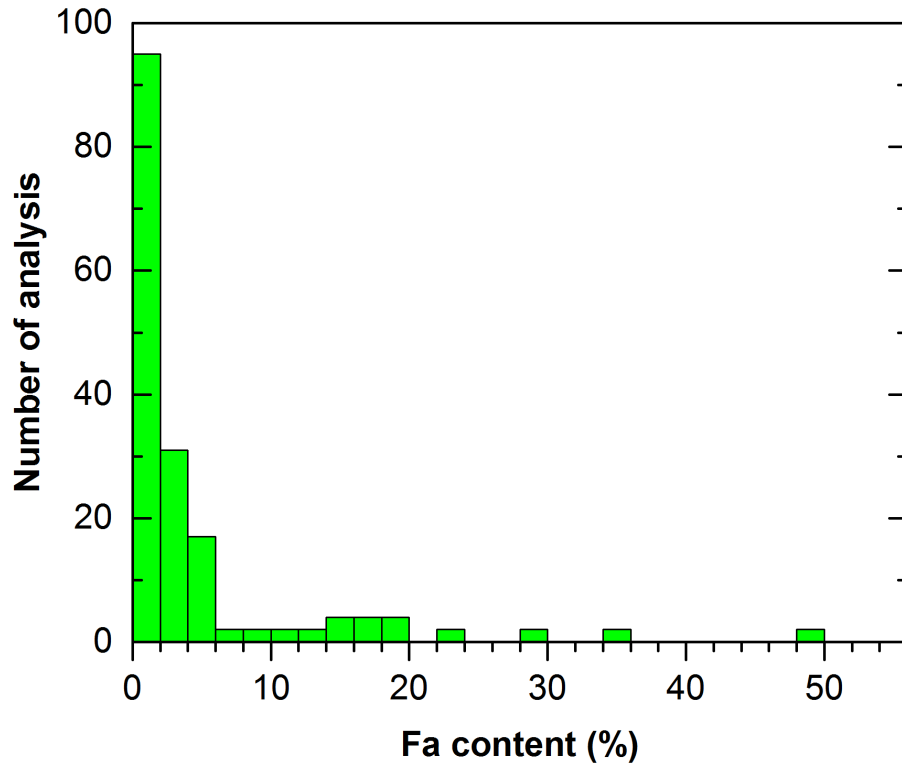


그림 3. 콘드롤 내 감람석의 Fayalite 함량 분포. 콘드롤의 감람석 대부분이 FeO함량이 낮아, Type I 콘드롤이 우세함을 잘 보여준다.

극지연구소

콘드롤, CAI, AOA 등은 대부분 한 쪽 방향으로 길게 신장되어 있으며, 평균 이심률은 약 0.75이다. 이는 TIL 07007이 소행성 모체에서 겪은 충격(impact shock)과 이로 인한 변형(deformation) 및 다져짐(compaction) 작용의 결과로 생각된다(그림 5). 변형 작용의 또 다른 흔적으로 보이는 소규모 단층(microfault)들이 콘드롤, CAI 및 기질 내에서 다수 발견되며, 이 단층 사이로 용융 맥(melt vein)이 충전되어 있다. TIL 07007 내 포획물들의 높은 이심률, 신장 방향 분포의 일관성, 높은 기질/콘드롤의 비, 2차 변질광물의 부재 등의 특징으로 미루어볼 때, TIL 07007은 소행성 모체에서 높은 강도의 충격, 변형, 다져짐 작용을 경험하였고 이로 인해 상대적으로 치밀해진 암석의 조직이 유체의 흐름을 차단하여 2차 변질작용이 원활히 일어나지 못하도록 한 것으로 추정된다.

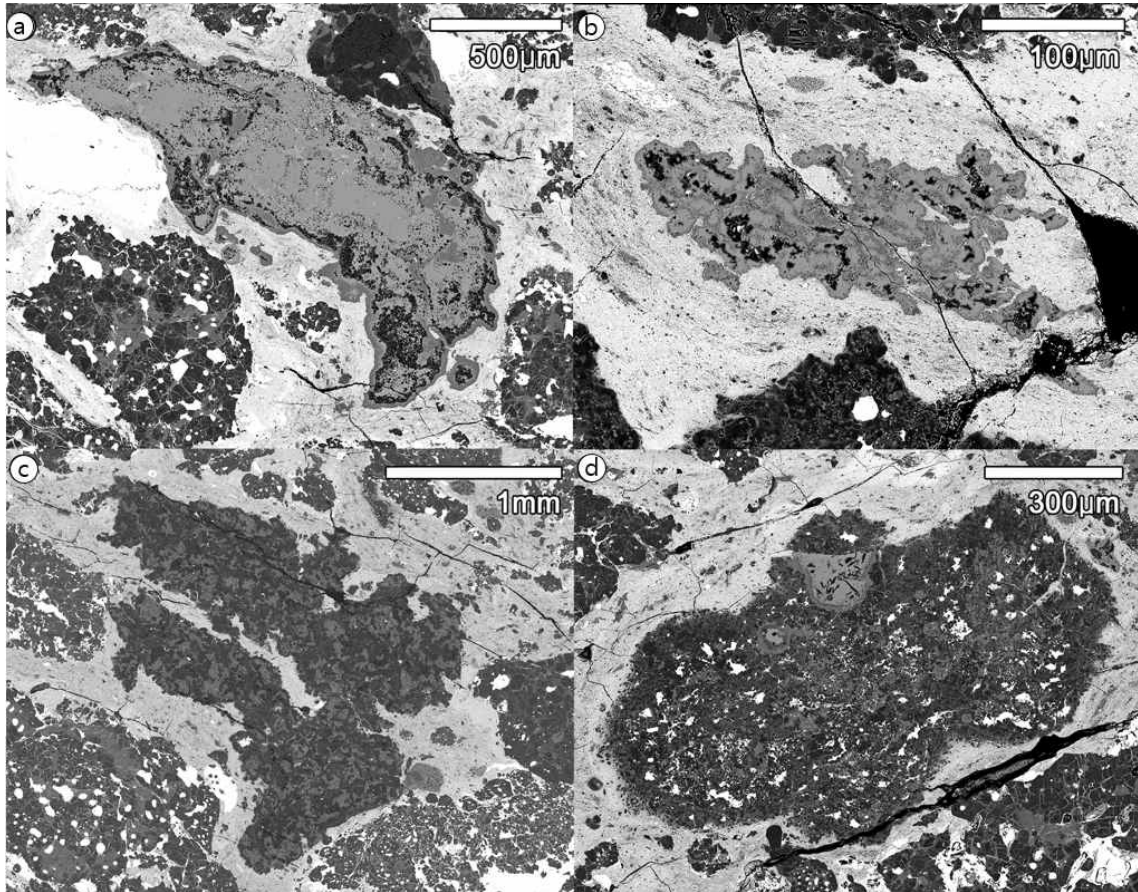


그림 4. TIL 07007 내 내화성 포획물들의 후방산란전자영상 (a) Type A CAI, (b) 세립질 (Fine-grained) CAI, (c) AOA, (d) Type A CAI를 포획한 AOA.

기질의 조성, 광물조합, 조직은 전체적으로 불균질하며, 특히 CAI와 일부 콘드롤을 둘러싼 기질이 시료 전체의 기질과는 조직과 조성에서 큰 차이를 보이는 경우가 흔하게 관찰된다. 이러한 특징은 CV_{Red} 콘드라이트 Vigarano와 유사하다. Tomeoka and Tanimura (2000)과 Jogo et al. (2009)은 Vigarano가 서로 다른 특징을 지니는 암편들이 뭉쳐져 만들어진 각력(breccia) 조직을 보이는 점을 토대로 Vigarano 내 콘드롤, CAI 등의 포획물이 1차적으로 서로 다른 소행성 모체에 집적되었다가 충격에 의해 파편화되어 모체로부터 떨어져 나온 뒤, 다시 태양계 성운 내를 떠돌아다니던 단계를 거쳐 최종적으로 Vigarano의 모체로 다시 재집적(re-accretion)되었다고 제안한바 있다.

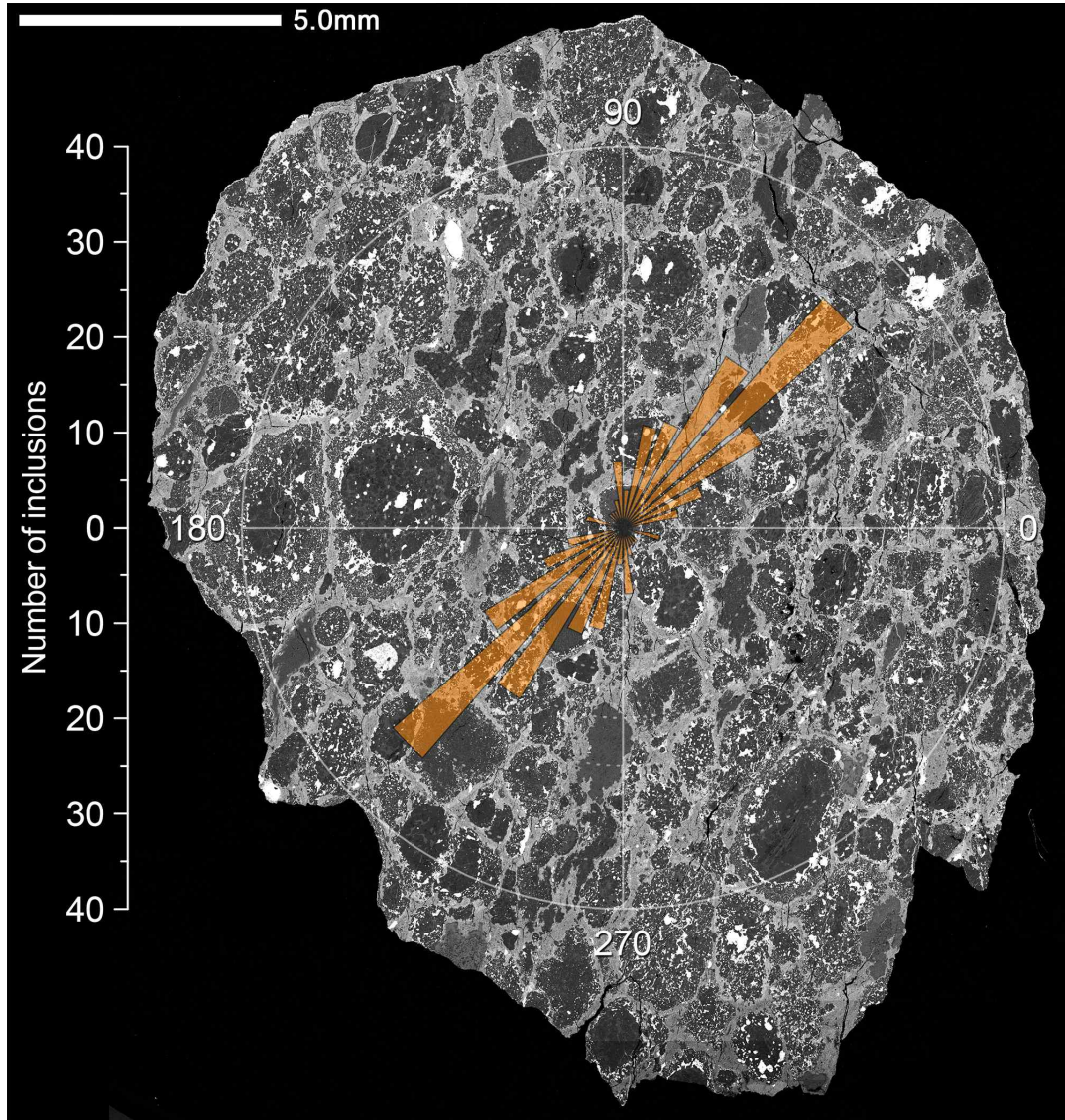


그림 5. TIL 07007 연마박편의 후방산란전자 영상. 콘드룰, CAI, AOA 등의 포획물들이 신장되어있는 방향의 각도와 개수를 표시한 도표가 겹쳐져 있다.

3.2.2. Thiel Mountains 07007 내 고알루미늄-칼슘 포획물의 특징

TIL 07003과 07007에서는 수십 μm 에서 크기는 4 mm 크기의 CAI들이 다수 발견되며, 산출 양상은 다른 CV_{red} 콘드라이트와 비교적 유사하고 CV_{ox} 와 달리 i) 크기가 크기는 수 cm에 이르는 큰 CAI는 발견되지 않고, ii) 휘석이 풍부한 Type B CAI가 발견되지 않으며, iii) 2차 변질 광물(sodalite, nepheline, grossular, hedenbergite, andradite 등)이 거의 발견되지 않는다. TIL 07003과 07007 내 CAI는 조직에 따라 세립질 (fine-grained) CAI와 황장석이 우세한 Type A CAI의 두 종

류로 크게 나눌 수 있다.

세립질 CAI는 10~100 μm 크기의 구형에서 타원형 모양의 작은 노드들이 적게는 2~3개에서 많게는 수백 개가 함께 뭉친 집합체(aggregate) 형태를 보인다. 각각의 노드는 5~50 μm 크기에 순수한 MgAl_2O_4 조성의 침정석(\pm 히보나이트 \pm 페로브스카이트)을 중심으로 하여 바깥으로 균질한 두께의 황장석, Al-투휘석이 순서대로 안쪽의 광물을 둘러싼 층상의 동심원 조직을 보인다. 이러한 광물조합과 조직은 세립질 CAI들이 초기 태양계 성운의 기체에서부터 응축(condensation)된 광물들의 집합체임을 시사한다(Grossman, 1972; Krot et al., 2004).

Type A CAI는 수 μm ~ 100 μm 크기의 반자형 ~ 타형의 침정석과 페로브스카이트를 황장석이 포이킬리틱(poikilitic)하게 감싸고 있는 조직을 보인다. 일반적으로 Type A CAI는 완전 혹은 부분용융을 통해 만들어진 용융액(melt)로부터 정출한 것으로 여겨지는데 (Simon et al., 1999), TIL 07007의 Type A CAI는 황장석의 역전 누대구조(reverse zoning), 정출 순서를 따르지 않는 Al-Ti-투휘석의 산출과 조직 등을 보이고 있어, 선행물질(precursor)로부터 완전히 녹지 않고 기인한 잔류(relic) 광물 혹은 조직을 다수 포함하고 있는 것으로 생각된다.

3.2.2.1. 세립질 CAI의 특징과 분류

세립질 CAI는 주로 침정석(spinel), 황장석(melilite), Al-투휘석(Al-diopside), 회장석(anorthite)으로 구성되어 있으며, 페로브스카이트(perovskite), 히보나이트(hibonite), 그로사이트(grossite)는 일부 CAI에 소량 발견된다.

세립질 CAI는 대부분 불규칙한 모양을 지니며, 10-100 μm 크기의 작은 노드(nodule)들이 적게는 2-3개에서 많게는 수백 개가 함께 뭉친 집합체(aggregate)의 형태를 지닌다. 세립질 CAI를 구성하는 단일 노드는 5-50 μm 크기의 침정석(\pm 히보나이트 \pm 페로브스카이트)을 중심으로 하여 그 바깥으로 균질한 두께의 황장석, Al-투휘석이 순서대로 안쪽의 광물을 둘러싼 층상의 동심원 조직을 보인다(그림 3.2.6).

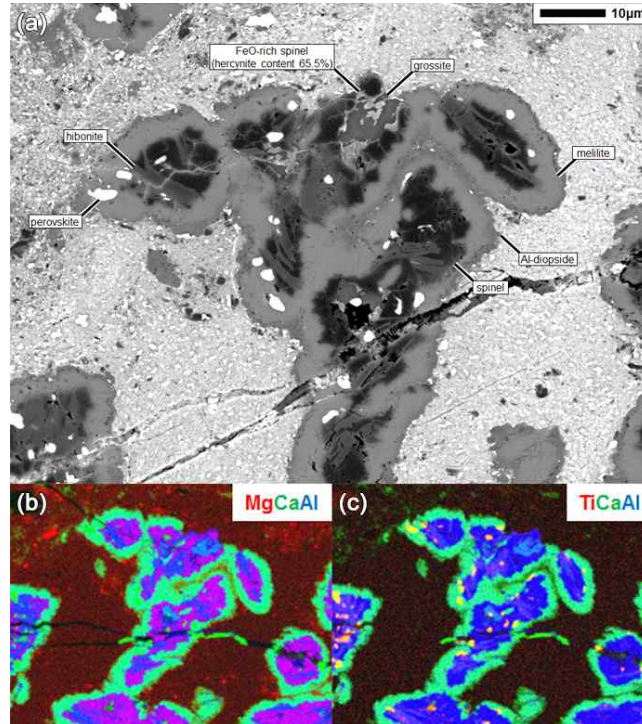


그림 6. TIL 07007의 세립질 CAI 7d-9. (a) 후방산란전자 영상. 첨정석(±히보나이트±페로브스카이트)과 이를 둘러싼 황장석(melilite), Al-투회석(Al-diopside)으로 이루어진 노들의 집합체 형태를 확인할 수 있다. (b) Mg을 빨간색, Ca를 녹색, Al을 파란색으로 합성한 X-선 원소 분포 사진. 첨정석이 보라색, 히보나이트가 파란색, 황장석이 밝은 하늘색, Al-투회석이 밝은 연두색으로 나타난다. (c) Ti을 빨간색, Ca를 녹색, Al을 파란색으로 합성한 X-선 원소 분포 사진. 페로브스카이트가 밝은 노란색으로 나타난다.

TIL 07003과 TIL 07007 두 개의 시료로 제작한 8개의 연마 박편에서 총 101개의 세립질 CAI를 발견하였으며, 광물조합과 조직의 특징에 따라 네가지로 분류할 수 있다: i) 황장석 우세 (회장석 결핍) CAI, ii) 황장석과 회장석을 모두 포함하는 CAI, iii) 회장석 우세 (황장석 결핍) CAI, iv) 누대구조를 갖는 세립질 CAI.

첫째, 황장석 우세 (회장석 결핍) CAI는 첨정석, 황장석, Al-투회석, Al-Ti-투회석으로 구성되며, 회장석 우세 CAI에 비해 페로브스카이트의 함량이 높다. 히보나이트와 그로사이트가 산출하는 CAI는 모두 황장석 우세 CAI에 속한다. 개개의 노들이 잘 구별되며, 노들의 집합체 형태가 가장 뚜렷하게 관찰된다(그림 7a)

둘째, 황장석과 회장석을 모두 포함하는 CAI의 경우 황장석 우세 CAI와 유사한 광물 구성과 조직을 가지지만 회장석이 산출하는 점과 히보나이트와 그로사이트가 발견되지 않는 점에서 차이를 지닌다. 회장석이 황장석과 같이 산출하는 경우, 황장석과 Al-투회석 layer 사이에서 발견되며, 예외없이 Al-투회석과 접하고 있다(그림

7b).

세 번째, 회장석 우세 (황장석 결핍) CAI의 경우 상대적으로 개개의 노들이 잘 구별되지 않으며, 회장석이 황장석 layer 없이 침정석과 직접 접하고 있는 점에서 다른 분류의 CAI들과 구별된다. 히보나이트와 그로사이트는 회장석 우세 CAI에서는 발견되지 않는다(그림 3.2.7c).

마지막으로 누대구조를 갖는 세립질 CAI는 앞의 세 분류의 CAI와 유사한 광물 조합과 조직을 보이는 영역이 혼재되어 있는 누대구조를 갖는 CAI이다. 일반적으로 안쪽과 바깥쪽의 구성광물에서 차이를 갖는 core-mantle 구조를 갖는다

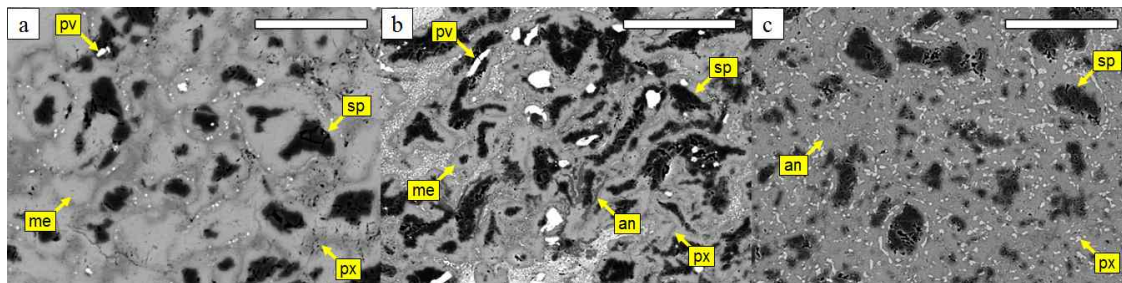


그림 7. 세립질 CAI의 광물조합의 변화를 보여주는 후방산란전자 영상. (a) 황장석 우세 CAI. 침정석(±히보나이트±페로브스카이트)과 이를 둘러싼 황장석, Al-투회석으로 이루어진 노들이 서로 뭉쳐 큰 CAI를 이룬다. (b) 황장석과 회장석을 모두 포함하는 CAI. 황장석이 점차 회장석으로 치환되기 시작한다. (c) 회장석 우세 CAI. 모든 황장석이 회장석으로 치환되었고 노들의 경계가 불분명하다. (a)에서 (c)로 갈수록 황장석은 감소하고 회장석은 증가한다. 스케일은 모두 30 μ m이다. (pv = 페로브스카이트, me = 황장석, sp = 침정석, px = Al-투회석, an = 회장석)

3.2.2.2. 세립질 CAI 특징 및 생성과정

TIL 07003과 TIL 07007의 다양한 종류의 세립질 CAI의 광물조합과 조직의 차이는 일차적으로 회장석의 함량 차이에서 기인한다. 세립질 CAI를 구성하는 노들의 동심원 구조로부터 추정할 수 있는 광물의 생성 순서는 페로브스카이트 → 히보나이트 → 침정석 → 황장석 → 회장석 → Al-투회석이지만 회장석이 황장석을 완전히 둘러싼 층을 이루지 않는 점, 회장석의 분포가 황장석쪽으로 썩기 모양으로 침투되어 있는 점, 모달 함량에서 황장석과 회장석의 함량이 서로 반비례하는 점 등으로 볼 때, 황장석이 기체와 반응하여 회장석으로 치환된 것으로 생각된다. 그림 3.2.8은 CAI에 대한 모드분석을 정리한 것으로 (a)와 (b)는 페로브스카이트와 Al-투회석의 함량을 CAI내 황장석과 회장석 대비 회장석의 비율($An/(Me+An)$)과 비

교한 것이며, (c, d)는 각각 황장석과 회장석, 페로브스카이트와 황장석 함량 간의 상관관계를 살펴본 것이다.

각 분류에 속하는 CAI에 대한 모드분석 결과에서 황장석과 회장석의 함량은 서로 반비례하는 것을 볼 수 있는데(그림 8c), 이는 회장석이 황장석을 치환하여 형성됨을 뒷받침한다. 그리고 전체 황장석과 회장석 대비 회장석의 비율 ($An/(Me+An)$)이 증가함에 따라 페로브스카이트의 함량은 증가하였으며(그림 8a), Al-투회석의 함량은 뚜렷한 증가나 감소 경향을 보이지 않는다(그림 8b).

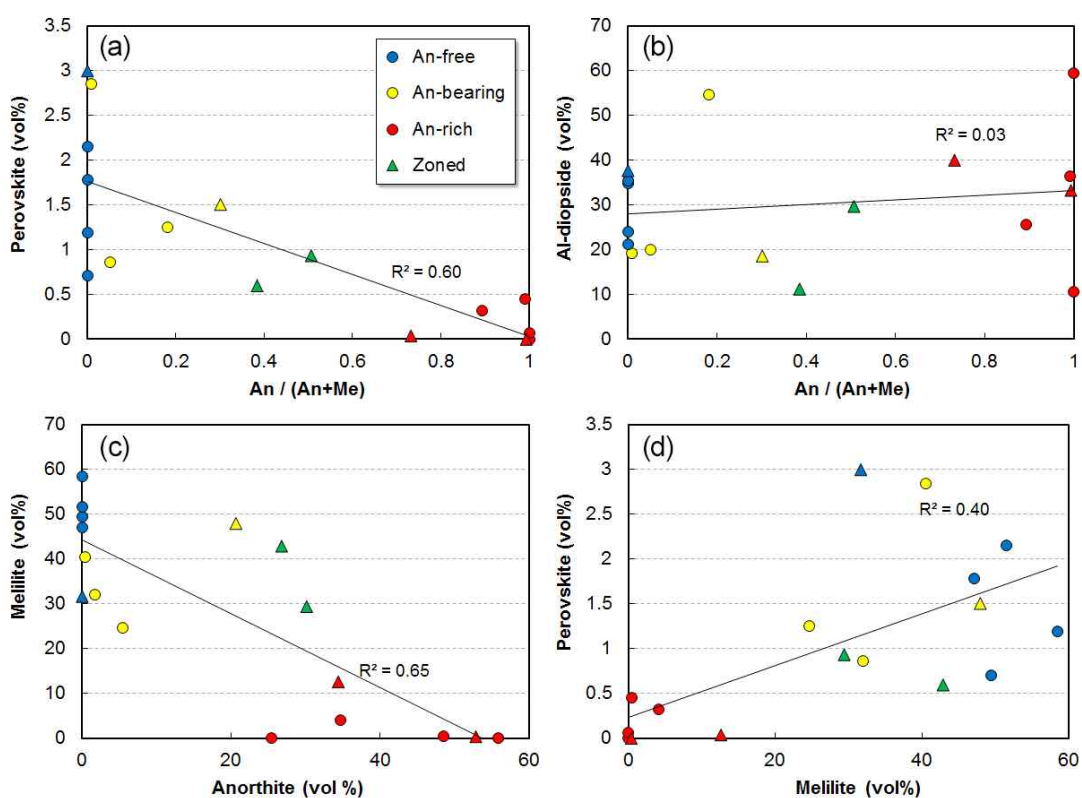


그림 8. 세립질 CAI의 모드분석 결과. (a) $An/(An+Me)$ vs 페로브스카이트의 함량 변화. (b) $An/(An+Me)$ vs Al-투회석의 함량 변화. (c) 황장석과 회장석의 함량 변화. (d) 황장석과 페로브스카이트의 함량 변화. 삼각형 심볼은 누대구조를 갖는 CAI의 전체 광물조합이며, 삼각형 중 파란색은 누대구조 중에서 황장석 우세 영역, 노란색은 황장석과 회장석을 모두 포함하는 영역, 빨간색은 회장석 우세 영역이다.

황장석과 회장석의 주구성원소 조성을 전자현미분석기(EPMA)로 분석한 결과, 황장석 우세 CAI의 황장석은 평균 7.7 - 26.6 mol%의 Ak 함량을 가진다. 회장석 우세 CAI의 회장석은 86.7 - 100 mol%의 An 함량을 보이는데, 가장 낮은 값

을 갖는 것은 ~ μm 두께 이하의 얇은 나트륨 함량이 높은 맥(Na-rich vein)의 신호가 겹쳐져 나온 것으로 생각된다. 이를 제외하면, 대부분의 회장석은 An_{93-100} 의 비교적 좁은 범위의 값을 가진다(그림 9).

이차이온질량분석기를 이용한 세 그룹의 CAI의 산소동위원소 분석 결과, 철정석은 동일하게 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 $-50 \sim -40\%$ 로 균질한 값을 보이며, 황장석은 가장 ^{16}O -poor한 조성을, 회장석은 철정석과 황장석의 중간 정도의 값을 갖는다(그림 3.2.10). 세립질 CAI의 구성 광물들이 균질하게 ^{16}O -rich 조성으로 만들어진 뒤 gas-solid 확산에 의해 서로 다른 산소동위원소 조성을 가졌다는 Aleon et al. (2005)의 해석을 통해, TIL 07003과 TIL 07007의 세립질 CAI들이 광물조합과 조직은 다양하지만 동일한 산소동위원소 조성을 갖는 같은 기체로부터 응축한 것으로 생각할 수 있다.

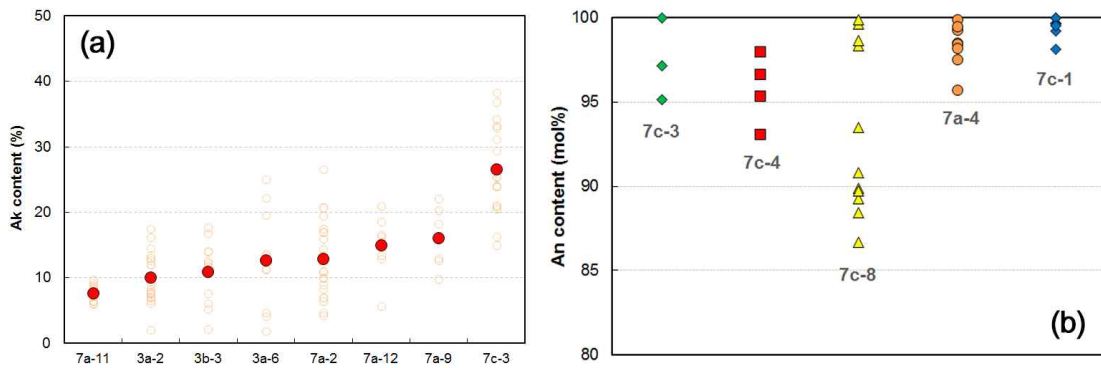


그림 9. 황장석(a)과 회장석(b)의 조성. (a) 세립질 CAI의 황장석의 Ak content (=Mg/(0.5*Al+Mg))는 대부분 0-30 mol% 범위이며, 7c-3은 약간 높은 10-40 mol%의 값을 갖는다. 흰색 원은 각 CAI내 황장석의 개별 값이며, 빨간색 원은 각 CAI의 평균이다. (b) 회장석의 An content (=Na/(Na+Ca))는 다섯 개의 CAI에서 85 mol% 이상이지만, 7c-8의 결과 중 일부가 Na-rich 맥에 관통당한 회장석에서 얻어진 것으로 확인되어 이를 제외하면, 세립질 CAI의 회장석의 조성은 거의 An_{93} 이상이다.

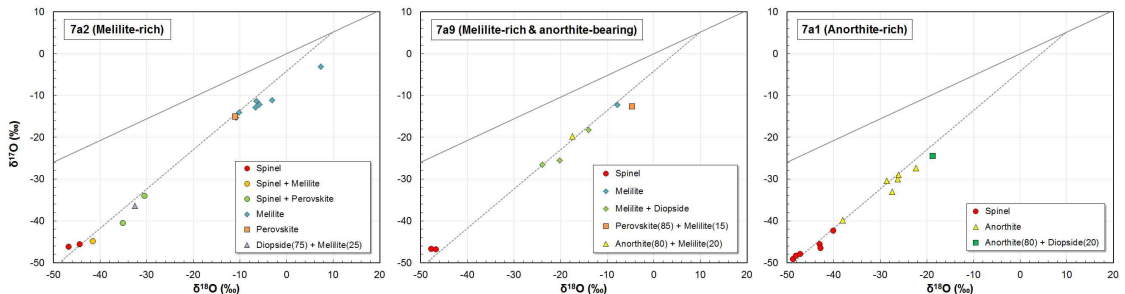


그림 10. 세립질 CAI의 산소동위원소 조성. 범례의 숫자는 두 광물이 섞여 분석된 비율임.

TIL 07003과 TIL 07007에서 발견된 총 67개의 세립질 CAI들은 작게는 수 μm 에서 크게는 100 μm 크기의 노듈(nodule)들이 뭉쳐있는 집합체(aggregate) 형태를 지니며, 개별 노듈은 침정석(\pm 히보나이트 \pm 페로브스카이트)을 중심으로 하여 그 바깥으로 균질한 두께의 황장석(melilite) 또는 회장석(anorthite), Al-투회석이 순서대로 안쪽의 광물을 둘러싼 층상의 동심원 조직을 보인다(그림 11).

노듈 내 황장석과 회장석 중 상대적으로 회장석의 비율이 증가함에 따라 노듈의 평균 크기가 작고, 히보나이트, 페로브스카이트, 그로사이트 등의 내화성(refractory) 광물의 함량이 줄어드는 경향이 보이며, 황장석과 회장석의 화학 조성은 두 광물의 상대적인 함량에 관계없이 일정하다. 세립질 CAI의 회장석은 초기 태양계의 고온에서 먼저 생성된 황장석이 온도가 낮아짐에 따라 성운 기체와 반응하여 생성되는 것으로 알려져 있는데(Krot et al., 2004), TIL 07003과 TIL 07007의 세립질 CAI의 황장석과 회장석의 조직과 광물함량(그림 12) 역시 회장석이 황장석을 치환하며 생성되었음을 지시한다.

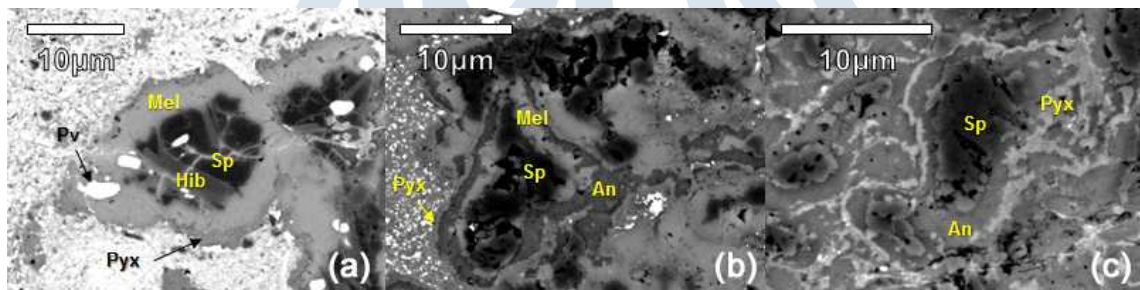


그림 11. TIL 07003과 07007의 세립질 CAI의 노듈 종류를 보여주는 후방산란전자(BSE) 영상. (a) 황장석 우세 (회장석 결핍) 노듈, (b) 황장석과 회장석을 모두 포함하는 노듈, (c) 회장석 우세 (황장석 결핍) 노듈. (b)에서 회장석과 황장석이 함께 산출하는 경우 회장석이 황장석을 부분적으로 감싸며 치환하는 조직을 보인다. (Pv=페로브스카이트, Sp=침정석, Hib=히보나이트, Mel=황장석, An=회장석, Pyx=Al-투회석)

하나의 CAI 내에서 황장석 우세 노듈과 회장석 우세 노듈의 분포는 매우 다양하게 관찰된다(그림 13), 이는 황장석에서 회장석으로의 치환이 소행성 모체가 아니라 모체로의 집적(accretion) 전 태양계 성운 환경에서 일어났으며, 두 종류의 노듈이 개별적으로 태양계 성운에 존재하다가 뭉쳐 서로 다른 광물조합의 세립질 CAI를 만들었을 가능성을 지시한다.

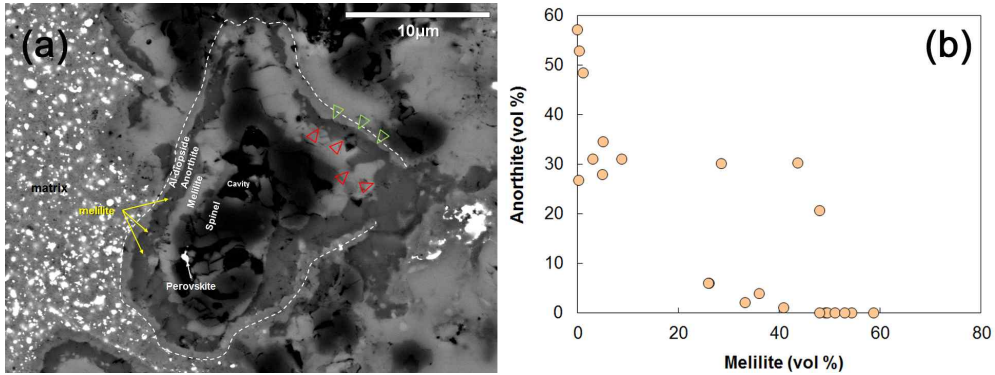


그림 12. (a) 황장석과 회장석을 모두 포함하는 노들의 후방산란전자(BSE) 영상. 회장석과 황장석의 경계가 불규칙하며 황장석을 향해 침투해있고(빨간 화살표), 회장석이 황장석을 불완전하게 감싸고 있으며, 회장석 내부에서 작은 황장석 결정이 발견된다. (b) 23개 CAI의 회장석과 황장석의 함량 분포. 서로 반비례하는 경향을 보인다. (a)의 조직과 (b)의 광물 함량은 세립질 CAI의 회장석은 황장석을 치환하며 형성되었음을 지시한다.

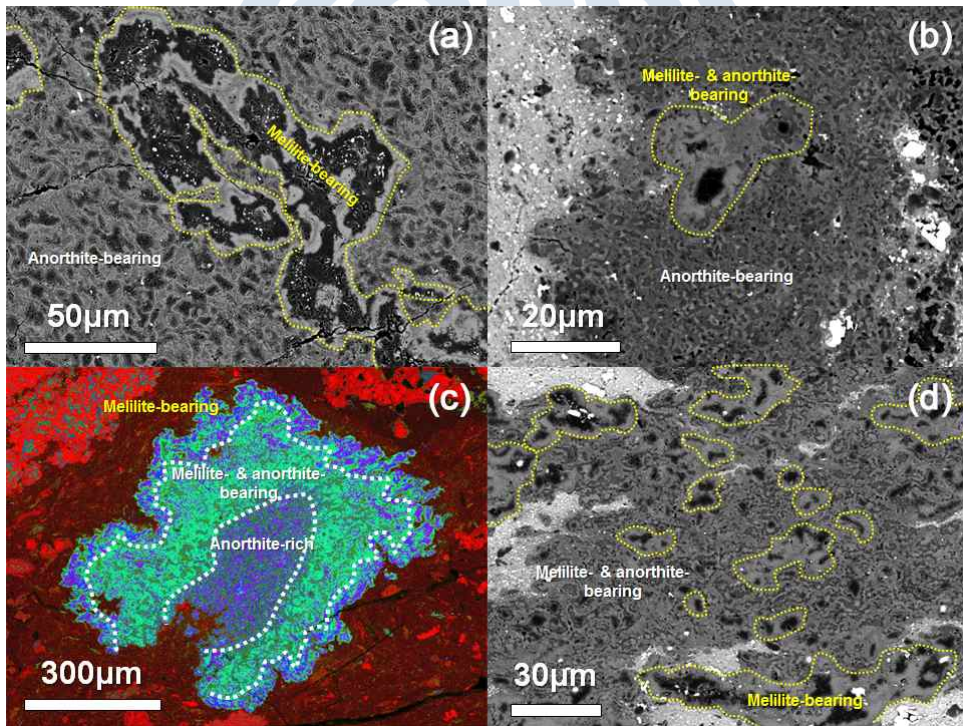


그림 13. 세립질 CAI 내 황장석 우세 노들과 회장석 우세 노들의 분포 (a, b) 회장석 우세 노들이 황장석 우세 노들을 감싸고 있다. (c) 누대구조를 갖는 CAI에서 (a)나 (b)의 경우와는 반대로 회장석 우세 노들이 황장석 우세 노들에 둘러싸여 있다. (d) 두 종류의 노들이 특정한 규칙 없이 뭉쳐 하나의 CAI를 구성한다. (c)나 (d)의 경우는 황장석에서 회장석으로의 치환이 소행성 모체에서 일어났을 경우 형성되기 어려운 조합이다.

3.3. 이차이온질량분석기를 이용한 희토류원소 분석

운석 내 희토류원소(rare earth elements, REEs)를 함유한 광물의 희토류 원소 함량 분포를 측정하기 위해 서울대학교 지구과학교육과에 설치된 이차이온질량분석기 CAMECA ims 6f를 이용하여 REE 분석 기법을 개발하고 이를 진주운석 내 인산염 광물 분석에 적용하였다.

3.3.1. 분석기법 개발

이차이온질량분석기(Secondary Ion Mass Spectrometer; SIMS)를 이용한 분석의 장점은 원위치(in situ) 분석을 하기 때문에 광물 조직에 대한 정보와 지구화학적 정보를 직접 결합할 수 있다는 점이지만, 화학적 전처리 과정이 생략되므로 질량간섭을 피할 수 없다. 때문에 비교적 높은 질량분해능이 요구된다. REE 분석에서는 LaO^+ 와 같은 산화물 분자이온(oxide molecular ion)이 대표적으로 분리해야할 질량간섭이며, 필요한 질량분해능은 6000이상이다. 이런 높은 질량분해능에서는 작은 전자석을 채용한 Cameca ims 6f와 같은 비교적 소형 SIMS는 운반효율이 충분히 높지 못하다. 때문에 에너지 필터링 방법을 이용하여 분자 이온(molecular ion)을 최소화하고 완전히 제거되지 않은 간섭은 수학적 방법으로 신호값에서 제거하는 방법이 널리 사용되어 왔다(Zinner and Crozaz, 1986; Fahey, 1998; Hiyagon et al., 2011). 반면 SHRIMP(Sensitive High Resolution Ion Micro Probe)와 같은 대형 SIMS의 경우 6000 이상의 높은 질량분해능에서도 충분히 높은 운반효율이 가능하므로 질량분해능 만으로 충분히 질량간섭을 제거하는 것이 가능하다(Sano et al., 2002).

높은 질량분해능을 이용하는 경우 표준시료를 이용해 상대이온화효율(Relative Sensitivity Factor; RSF)을 구하면 시료의 신호값을 조성으로 전환할 수 있지만, 에너지필터링방법을 이용하는 경우에는 RSF 뿐 아니라 산화물 분자 이온화 효율(Oxide Forming Ratio; OFR)를 알아야 조성을 구할 수 있다. 하지만 에너지필터링방법으로 표준시료를 분석하는 경우 RSF와 OFR을 직접 구하는 것이 불가능하므로, 특별히 제조된 표준시료를 사용하거나(Hiyagon et al., 2011), 수학적 계산으로 추정해야 하는(Fahey, 1998) 번거로움이 따른다.

본 연구에서는 비교적 REE 함량이 높은 표준시료(NIST 611 glass)에 대해 높은 질량분해능으로 RSF와 OFR을 구한 후 이를 에너지필터링으로 분석한 시료에

적용시키는 방법을 개발하였다.

표준시료로 NIST 611 glass를 사용하여 새로운 실험 방법으로 얻은 RSF와 OFR를 기존 연구(Hiyagon *et al.*, 2011)와 비교한 결과, 대부분 REE 값이 오차범위 안에서 잘 일치하였다(그림 14). OFR 값 또한 기존 연구 결과와 잘 일치하는 것을 볼 수 있다(그림 15).

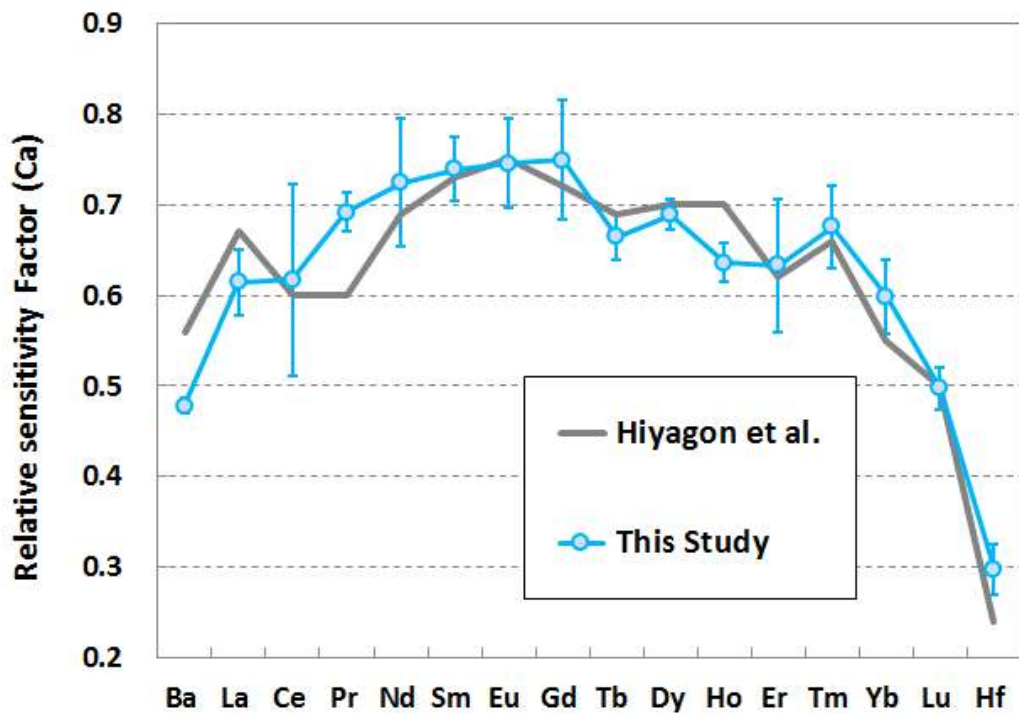


그림 14. 기존 연구(Hiyagon *et al.*, 2011)와 새로운 실험방법으로 구한 RSF 비교

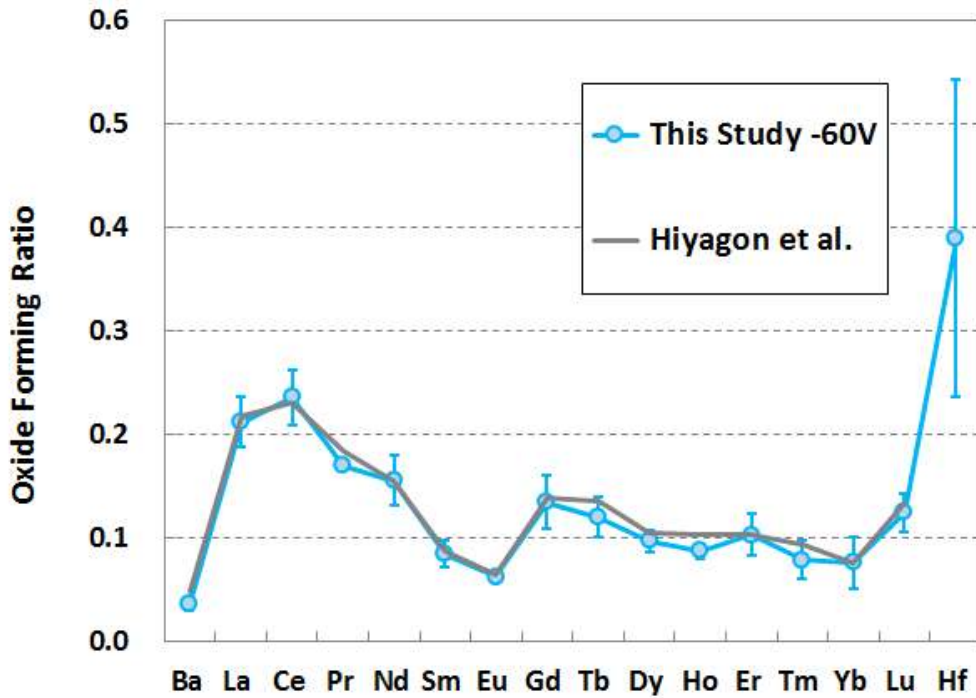


그림 15. 기존 연구(Hiyagon et al., 2011)와 새로운 실험방법으로 구한 OFR 비교

3.3.2. 제주 맨틀포획암 안에 있는 단사회석의 REE성분 분석

새로운 실험 방법을 검증하는 추가 절차로서 본 연구에서 얻은 RSF 값과 OFR 를 이용하여 제주도 신산리 현무암 내 맨틀포획암의 단사회석 REE 함량을 분석하였다. 이미 기존 연구에서 레이저-ICP-MS 등으로 구한 전암분석치(Choi et al., 2005)가 있기 때문에 이와 비교하여 분석결과를 검증할 수 있기 때문이다. 그림 16 은 이차이온질량분석기로 구한 값이 기존 전암분석치와 잘 일치하는 것을 보여준다.

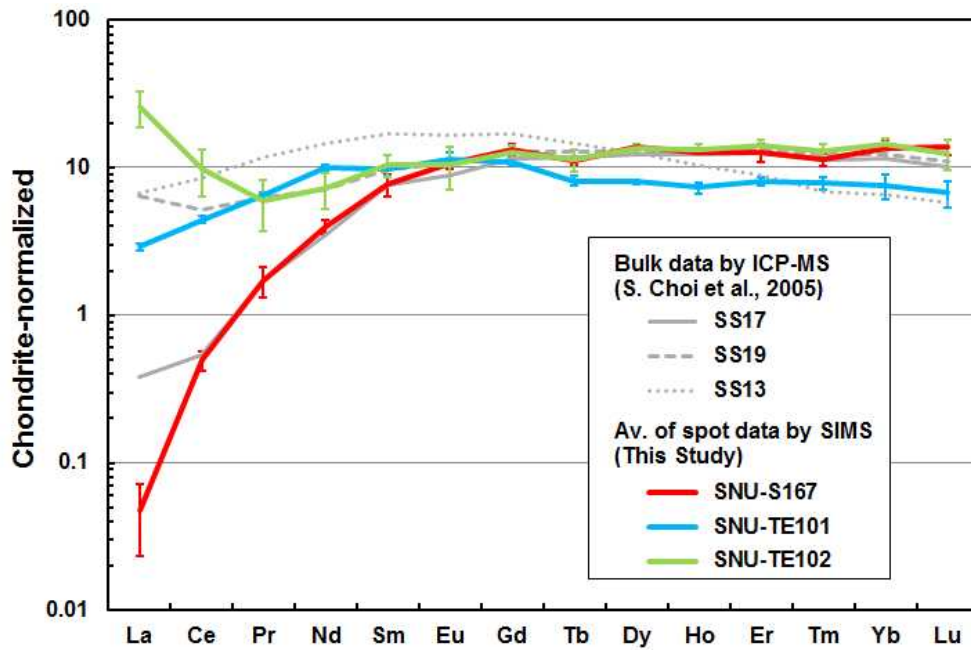


그림 16. 제주 맨틀 포획암 안에 있는 단사회석의 REE성분 분석 결과

3.3.3. 진주 운석 내 인산염광물의 희토류원소 분석

진주 운석의 메릴라이트(merrillite)에 포함된 희토류 원소의 정량화를 위해 인회석(Durango apatite)을 표준 시료로 삼아 이차이온질량분석기로 고분해능(HMR: High Mass Resolution)에서 상대적 이온화 효율(RSFs: Relative Sensitivity Factors)를 측정하였다. 측정한 상대적 이온화 값은 기존에 보고된 PRAP apatite에서 측정된 값과(Sano et al., 2002) 비슷한 패턴을 보였고(그림 17), 특히 중희토류(Heavy REE)보다 경희토류(Light REE)에서 더 잘 일치하는 것을 볼 수 있다.

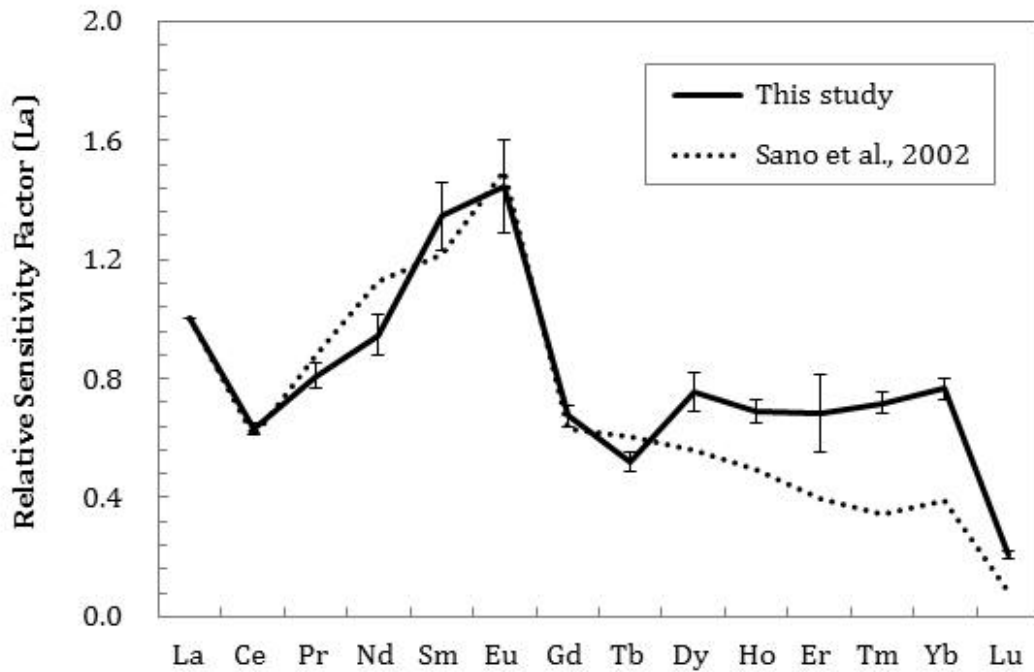


그림 17. 인회석(Durango apatite)에서 측정된 상대적 이온화 효율. 희토류 원소의 이온화 효율을 La의 이온화 효율 값으로 나누어 도시하였다. 기존에 보고된 PRAP apatite에서 측정된 값과(Sano et al., 2002) 비교할 때, 경희토류(Light REE)의 상대적 이온화 효율 값은 거의 일치하고, 중희토류(Heavy REE)에서 측정된 값은 약 1.4배 까지 차이를 보인다.

본 실험에서 측정된 상대적 이온화 효율 값을 이용하여 진주 운석의 메틸라이트에 포함된 희토류 함량을 정량화하기 위한 총 7번의 점 분석을 수행한 결과, 태양계 초기 원소 조성함량을 대표할 것으로 추정되는 CI 콘드라이트의 원소 함량 대비 100 배에서 200 배까지 부화된 희토류 원소 함량이 측정되었고, 진주 운석이 속한 H5 그룹의 콘드라이트에서 전형적으로 볼 수 있는 Eu 결핍 현상 (negative Eu anomaly)을 확인하였다(그림 3.2.18). 7개의 메틸라이트의 점 분석 결과는 실험의 오차 범위를 고려할 때 희토류 함량의 차이를 보인다고 말하기 어렵고, 따라서 진주 운석의 메틸라이트에 포함된 희토류 원소의 함량은 평형화된 것으로 보인다.

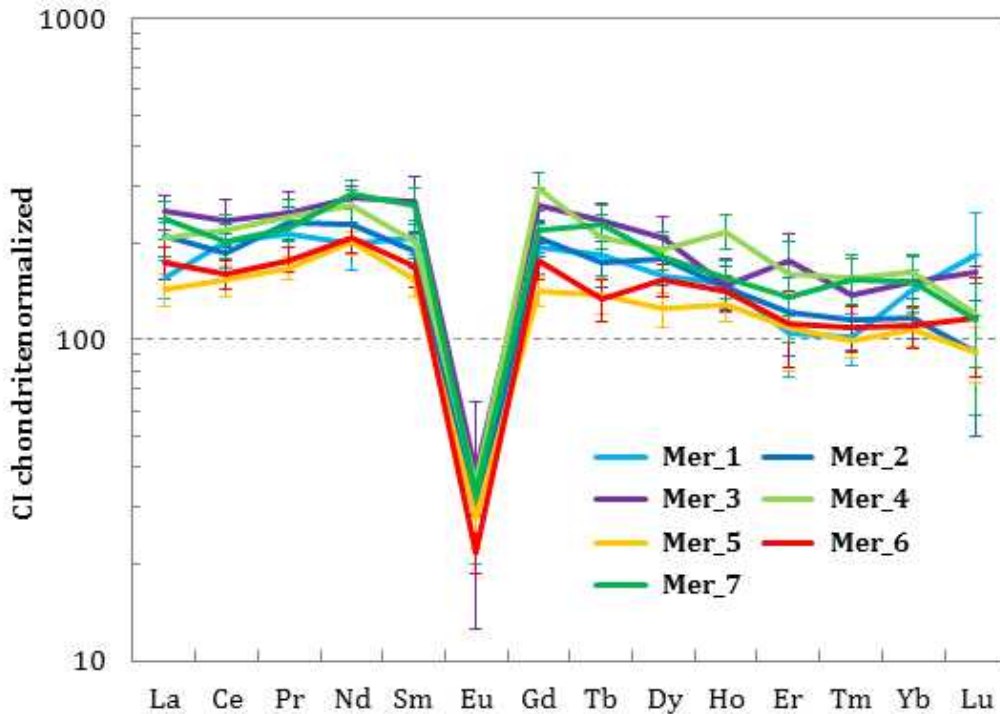


그림 18 진주 운석의 메릴라이트에서 측정된 CI 콘드라이트의 원소 함량 대비 상대적인 희토류 원소의 함량. 메릴라이트가 산출하는 특징과 관계없이 평형화 된 희토류 함량을 보여준다.

극지연구소

3.3.4. 세립질 CAI 구성물질의 희토류원소 분석

세립질 CAI 구성물질의 희토류원소는 SHRIMP IIe의 고분해능 모드를 이용하여 분석하였다. 일차이온의 크기가 구성광물 보다 크므로 개별 광물의 조성이 아닌 CAI 구성물질의 평균 함량을 측정하였다.

세립질 CAI가 태양계 성운 기체의 응축 기원이라는 다른 근거로 희토류원소 (Rare Earth Elements; REE) 함량이 있다. 소위 “Group II”로 불리는 REE 패턴 (Tanaka and Masuda, 1973; Martin and Mason, 1974)은 REE 원소 중 Ho, Er, Lu 와 같이 응축 온도(condensation temperature)가 가장 높은 내화성 원소가 가장 먼저 고온에서 응축하여 태양계 성운 기체로부터 분리된 이후에 CAI 광물들이 만들어지다가 Ce, Eu, Yb 와 같이 응축 온도가 낮은 휘발성 원소가 응축을 시작하기 전에 CAI의 생성이 완료되어, 이 두 종류의 원소가 모두 결핍된 패턴이다. Group II REE 패턴은 해당 CAI가 응축 기원 광물로 이루어졌음을 보여주는 가장 직접적인 근거가 된다(Boynton, 1975; Davis and Grossman, 1979). TIL 07007의 CAI

7c-3에서 측정된 희토류원소 분포는 전형적인 Group II REE 패턴을 보여, 세립질 CAI가 태양계 성분에서의 응축 기원 광물로 이루어져 있음을 잘 보여준다(그림 19).

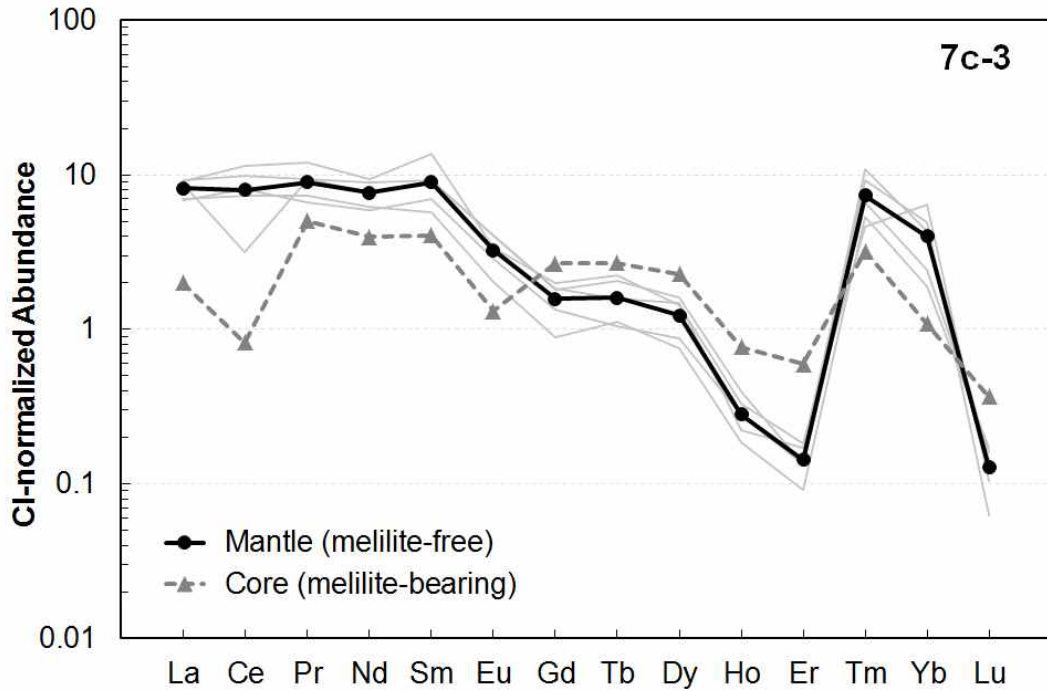


그림 19. TIL 07007의 세립질 CAI 7c-3(위)과 CI 콘드라이트 값으로 정규화한 TIL 07007의 세립질 CAI 7c-3의 희토류원소 분포도(아래). 굵은 실선은 황장석이 산출하지 않는 영역의 결과이며, 얇은 회색 실선은 다섯 개 분석 결과의 평균, 굵은 회색 점선은 황장석을 함유한 영역의 결과이다. Ho, Er, Lu와 같은 내화성 원소와 Ce, Eu, Yb와 같은 휘발성 원소가 모두 결핍된 전형적인 Group II 희토류 원소 분포를 보여, 중심부와 외곽부 모두 태양계 성분에서의 응축 기원임을 보여준다.

3.4. 가평철운석 내 규산염 포획물에 대한 연구

3.4.1. 가평철운석이란

현재까지 한반도에서 발견된 가장 크고 무거운 운석인 가평 철운석의 전체 크기는 대략 40 x 30 x 20 cm, 질량은 180 kg이다. 표면은 붉은색으로, 풍화작용에 의해 철산화물 또는 철-니켈 산화물로 나타난다. 표면에서부터 평균 5 mm 두께로 풍화되어 있으며, 내부는 신선한 상태로 잘 보존되어 있다. 가평 철운석은 철-니켈 광물의 조직에 의하면 중립질에서 조립질의 옥타헤드라이트(medium to coarse octahedrites)에 속하며, 금속의 화학조성에 의해서는 IAB-complex 그룹으로 분류된다. IAB 그룹 철운석의 대표적 특징 중 하나인 다양한 종류의 포유물(inclusions) 특히, 규산염 암편 포유물(silicate inclusions)이 가평 철운석의 절단면에서도 흔히 발견된다(그림 20).



그림 20. 가평운석의 절단면. 비드만스태튼 조직을 보이는 철-니켈 광물 내에 다양한 형태의 포유물을 볼 수 있다.

3.4.2. 가평철운석 내 포유물의 종류 및 특징

3.4.2.1. 포유물의 구성광물 및 조직

포유물은 구성광물의 조합에 따라 편의상 크게 규산염광물을 함유한 포유물 (silicate-bearing inclusions)과 함유하지 않은 포유물(silicate-free inclusions)로 할 수 있다(그림 21). 절단면에서 총 31개의 포유물을 관찰한 결과 원형에서 불규칙한 형태까지 다양하게 나타나며, 수 mm 에서 수 cm 의 크기를 가짐. 규산염을 함유한 포유물은 함유하지 않은 포유물에 비해 상대적으로 크고, 불규칙한 형태로 보인다 (표 2).

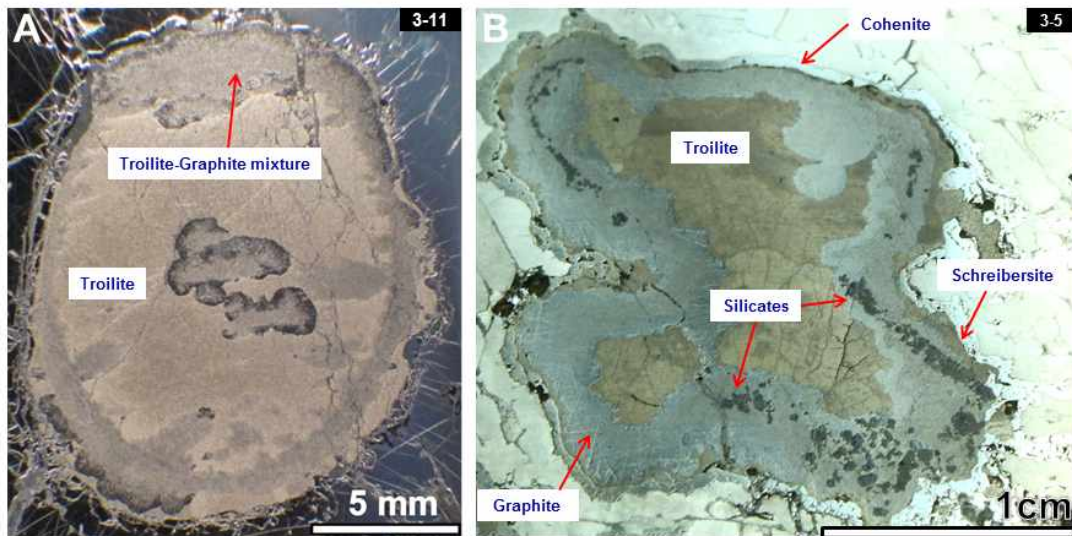


그림 21. 가평 철운석에 나타나는 다양한 포유물의 예. A) 주로 트로일라이트(troilite)로 구성되어 있으며 규산염 광물을 포함하지 않는 타원형의 포유물, B) 트로일라이트와 흑연(graphite)이 대부분을 차지하며, 규산염 광물을 함유하고 있는 포유물.

표 2. 가평 철운석에 나타나는 포유물의 구성광물, 크기 그리고 형태

silicate-bearing sample	size (cm)	shape	silicate-free sample	size (cm)	shape
<i>graphite rich</i>			<i>troilite rich</i>		
1-4	7.2 x 1.7	irregular-elongated	2-9	2.4 x 0.8	rounded-elongated
1-3	4.6 x 0.7	irregular-elongated	3-11	1.7 x 1.3	rounded
1-2	4.5 x 1.1	irregular-elongated	2-8	1.5 x 0.3	rounded-elongated
2-5	3.5 x 0.9	irregular	2-3	1.1 x 0.3	brecciated
3-12	3.4 x 1.1	irregular-elongated	1-10	0.9 x 0.8	rounded
2-7	2.3 x 0.7	rounded-elongated	3-2	0.8 x 0.7	rounded
3-3	0.9 x 0.6	irregular	3-9	0.8 x 0.6	rounded
			3-10	0.8 x 0.6	irregular
<i>troilite rich</i>			2-2	0.7 x 0.5	brecciated
1-1	2.8 x 2.4	irregular	1-14	0.5 x 0.3	rounded
1-16	0.9 x 0.4	rounded-elongated	3-4	0.4 x 0.4	rounded
			2-4	0.4 x 0.3	rounded
<i>moderately</i>			3-1	0.4 x 0.3	rounded
3-5	2.7 x 2.1	irregular	3-7	0.4 x 0.3	rounded
<i>silicate rich</i>			<i>graphite rich</i>		
3-6	3.3 x 0.5	irregular-elongated	1-12	1.6 x 0.8	rounded-elongated
1-6	2.9 x 0.4	irregular-elongated	2-6	1.0 x 0.6	irregular
1-8	1.4 x 0.4	irregular-elongated	1-11	0.9 x 0.5	rounded-elongated
2-1	0.8 x 0.6	irregular	1-13	0.8 x 0.8	irregular
1-9	0.8 x 0.4	irregular	1-15	0.5 x 0.3	irregular
3-8	0.6 x 0.4	irregular	<i>moderately</i>		
			1-5	1.9 x 1.3	rounded-elongated
			1-7	1.0 x 0.6	irregular

3.4.2.2. 규산염 광물이 없는 포유물

규산염 광물이 없는 포유물은 주로 흑연과 트로일라이트로 구성되어 있으며, 두 광물의 상대적 함량비는 매우 다양하다(그림 22).

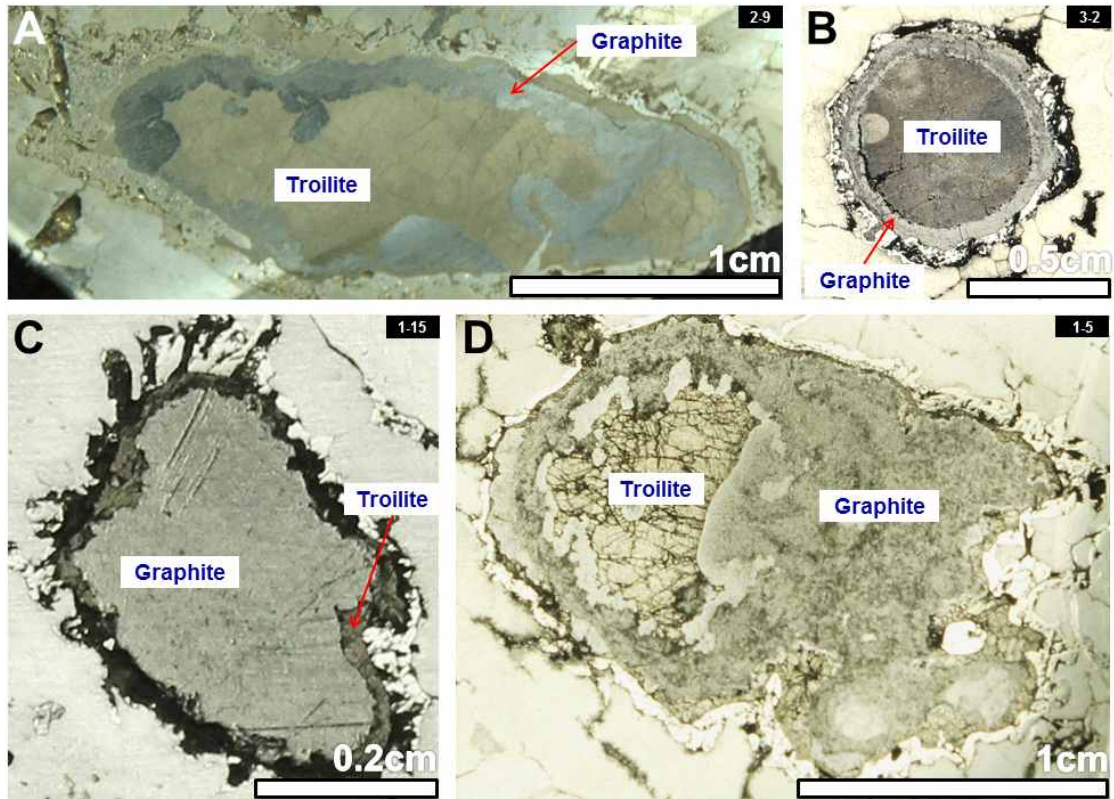


그림 22. Silicates 을 포함하지 않는 흑연-트로일라이트(graphite-troilite) 포유물 A)와 B) 는 상대적으로 트로일라이트가 풍부한 포유물, C)는 흑연이 풍부한 포유물, D)는 흑연과 트로일라이트가 거의 비슷하게 분포하는 포유물의 예이다.

트로일라이트가 풍부한 포유물일수록 외형이 비교적 둥근 형태를 띤다. 트로일라이트는 는 포유물 중심 또는 가장자리에서 흑연과 함께 존재하며, 이들 영역에서는 수 마이크론 정도의 세립질 혼합물로도 나타난다. 부분적으로 흑연과 인접한 부분에서는 트로일라이트의 크기가 급격히 작아지고, 경계가 점이적으로 변하는 것이 관찰된다.

3.4.2.3. 규산염 광물을 포함한 포유물

포유물을 구성하고 있는 대부분의 광물은 흑연 및 트로일라이트, 그리고 규산염 광물이며, 메릴라이트(merrillite, $\text{Ca}_9\text{NaMg}(\text{PO}_4)_7$), 스팅겔라이트(sphalerite, $(\text{Zn,Fe})\text{S}$) 그리고 브리아나이트(brianite, $\text{Na}_2\text{CaMg}(\text{PO}_4)_2$)도 소량 존재한다. 세 주 구성광물의 상대적 함량은 포유물에 따라 매우 다양하다(그림 23). 흑연이 풍부한 포유물이 다른 포유물에 비해 크기가 상대적으로 크며(최대 7.2 cm x 1.7 cm), 불규칙한 형태로 신장되어 있는 것이 우세하게 나타난다. 규산염광물로 이루어진 암편은 주로 흑연 내부에 분포하지만, 트로일라이트 노듈 내부와 흑연에 걸쳐 나타나기도 한다. 규산염광물은 흑연-트로일라이트 혼합물 내에서 광물별로 흩어져 있거나 암편으로 나타난다. 형태에 상관없이 구성광물의 종류와 각각의 입자 크기는 유사하다.

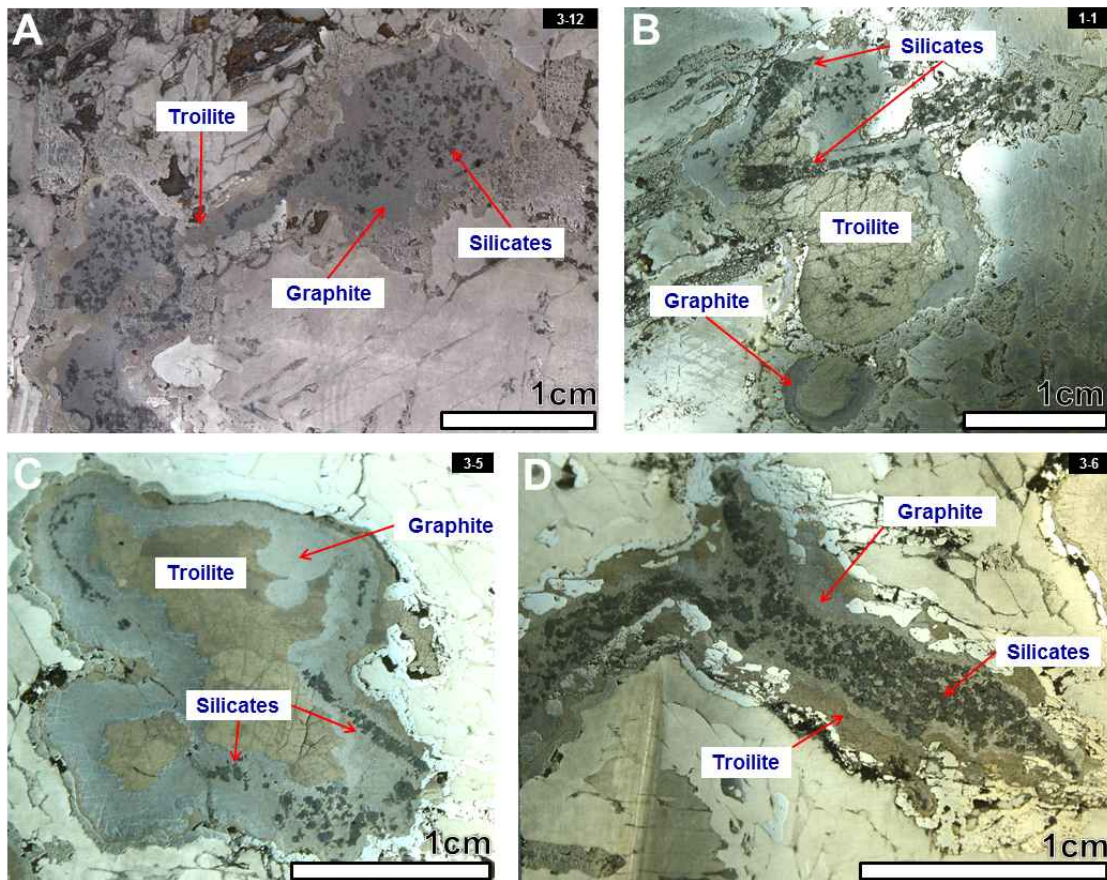


그림 23. 규산염광물 암편을 포함한 흑연-트로일라이트(graphite-troilite) 포유물. A)는 상대적으로 흑연이 풍부한 포유물, B)는 트로일라이트가 풍부한 포유물, C) 흑연과 트로일라이트의 함량이 비슷한 포유물, D) 비교적 규산염 광물이 풍부한 포유물.

3.4.2.4. 규산염 광물 및 규산염 암편

규산염 광물로는 감람석(olivine), 사방휘석(orthopyroxene), 단사휘석(clinopyroxene), 그리고 안티퍼사이트(antiperthite) 조직이 관찰되는 장석(feldspar)이 나타나며, 변질광물인 소달라이트(sodalite)와 로렌사이트(lawrencite)가 드물게 나타난다 (표 3).

표 3. 규산염 및 인산염 광물의 모드분석 결과

vol.%	T096	T102	K134-1	K134-2	K136-1	K136-2	K136-3
Ol	36.4	38.9	34.4	25.2	25.2	38.2	50.4
Opx	21.7	21.6	50.5	31.2	39.0	6.4	24.0
Cpx	13.2	19.7	8.2	7.3	13.9	37.5	15.4
Feld	28.7	17.7	6.9	36.3	21.9	17.9	10.2
Mer	0.0	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100	100	100	100	100	100	100

* Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; feld, feldspar; Mer, merrillite

각각의 광물 입자는 반자형에서 타형으로, 대부분 0.19 ~ 0.64 mm의 크기를 가지며 일부 1mm가 넘는 것도 존재한다. 암편으로 나타나는 경우 세립질의 등립질 조직을 보이며, 삼중접합(triple junction)을 보이는 변성조직도 관찰된다(그림 24).

감람석과 사장석, 감람석과 단사휘석간의 경계는 뚜렷한 직선으로 나타나는 반면, 사방휘석과 단사휘석, 감람석과 사방휘석 간의 경계는 상대적으로 불규칙한 형태로 나타난다.

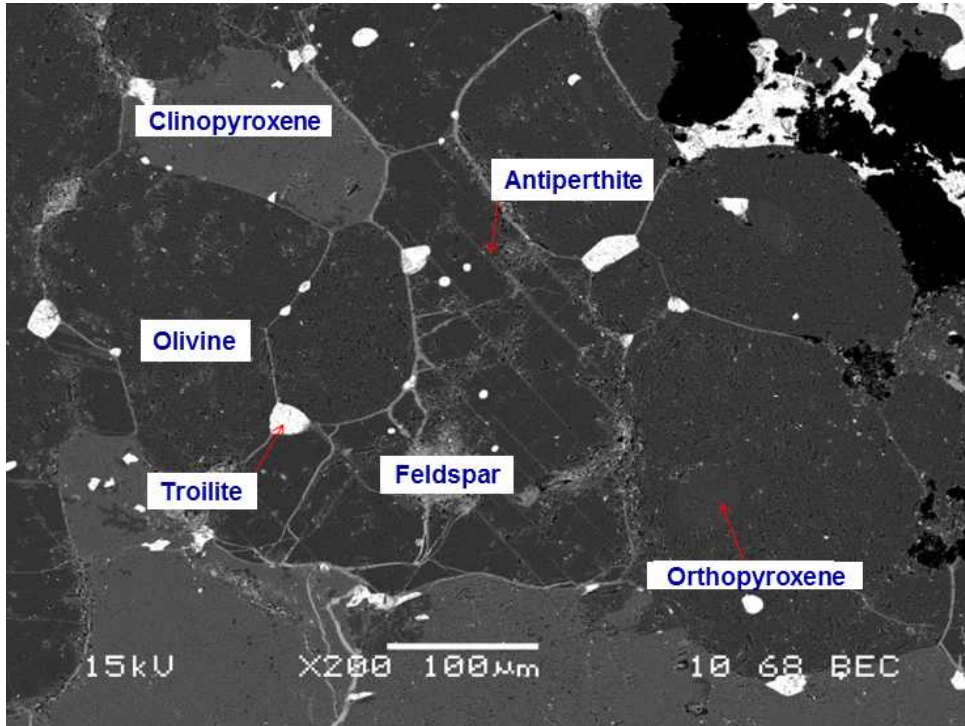


그림 24. 규산염암편의 후방산란전자영상. 광물 경계가 삼중접합(triple junction) 조직을 보이며, 장식은 앤티퍼사이트(antiperthite) 조직을 보인다.

감람석은 반자형에서 타형으로 나타나며, 100 μm 부터 1.3 mm(평균 0.2 mm) 까지 다양한 크기를 가짐. 흔히 수십 마이크론 크기의 트로일라이트와 카마사이트(kamacite)가 내부에 포획되어 나타난다. 일부 흑연이 나타나는데 편광현미경으로 관찰한 결과 광물 외부에서 내부로 연결되어 있으며, 수지상(dendritic)의 형태를 보임(그림 25a).

사방휘석은 $\sim 150 \mu\text{m}$ 부터 1.2 mm(평균 0.5 mm)의 크기를 가지며 반자형에서 타형으로 나타난다. 내부에 감람석, 단사휘석, 장식, 카마사이트, 트로일라이트, 테트라테나이트(tetrataenite) 등 다양한 광물을 포이킬리틱(poikilitic)하게 포함하고 있다. 편광현미경 관찰결과 충격변성작용의 흔적인 판상변형요소(planar deformation feature)가 내부에 관찰된다(그림 25b).

단사휘석은 $\sim 100 \mu\text{m}$ 부터 1.7 mm(평균 0.4 mm)의 크기를 가지며, 반자형에서 타형으로 나타난다. 감람석과 트로일라이트를 포유물로 가지며, 사방휘석과 반응에 의해 상호 교대(replacement)한 양상을 보인다. 충격변성작용의 흔적인 판상변형요소가 관찰된다(그림 25c).

장석은 다른 규산염광물 사이를 채우고 있는 형태로 관찰되며, 일부는 포유물의 바탕을 이루는 흑연 또는 흑연-트로일라이트 혼합물 내에 단일광물로 존재한다. 크기는 $\sim 50 \mu\text{m}$ 부터 1.2 mm(평균 0.2 mm)이며 대부분은 타형으로 관찰됨. 특징적으로 앤티퍼사이트(antiperthite)가 나타나며 칼륨(K)이 풍부한 엽리는 $10 \mu\text{m}$ 이하의 폭을 가짐(그림 25d, e 그리고 f).



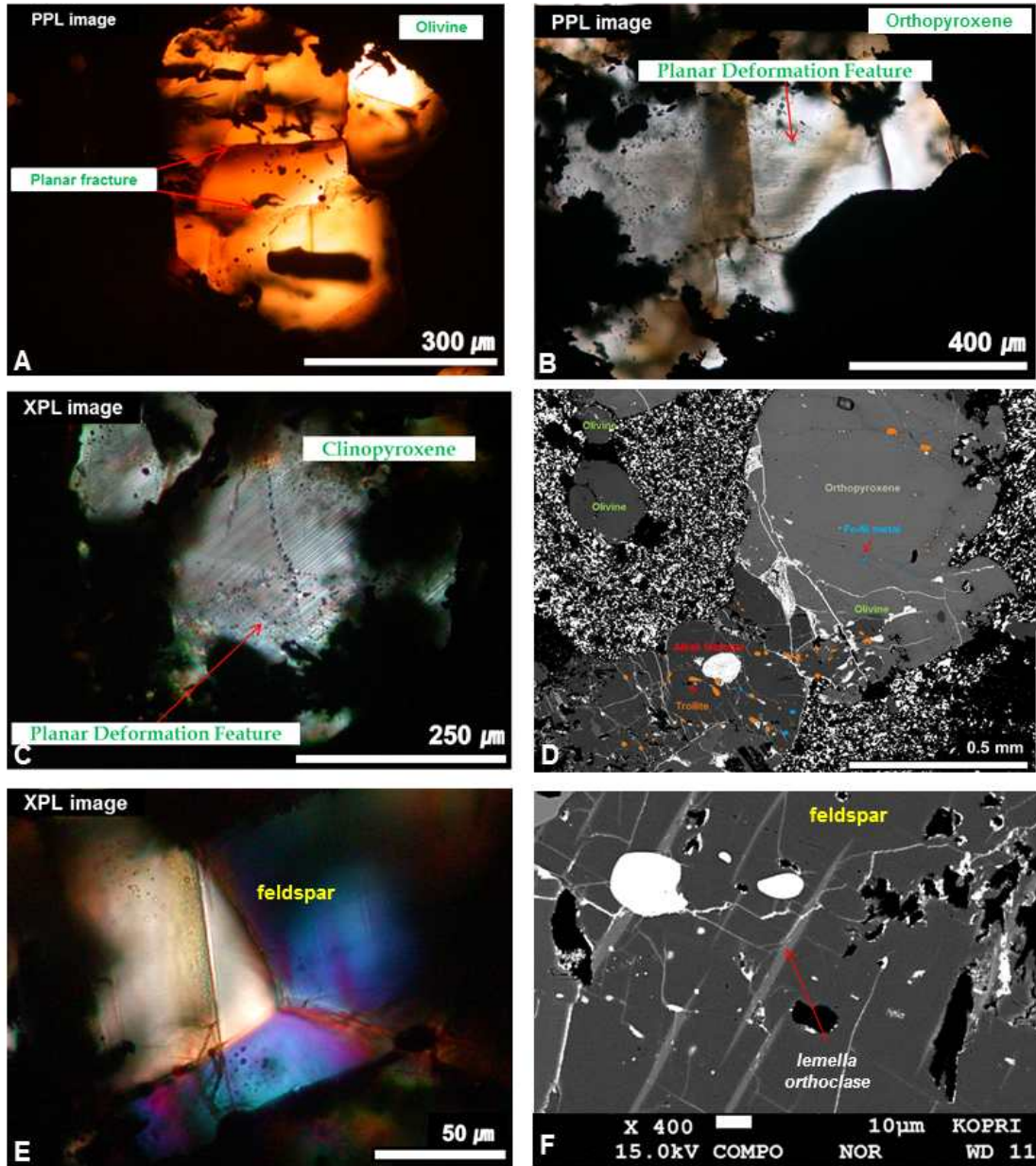


그림 25. 규산염광물의 편광현미경 사진 및 후방산란전자영상. A) 감람석에서 관찰되는 충격변성작용의 흔적 및 내부에 수지상으로 발달한 흑연, B) 사방휘석에 나타나는 충격변성작용의 흔적, C) 단사휘석에서 관찰되는 충격변성작용의 흔적, D) 장석 및 사방휘석 내부에 존재하는 트로일라이트 포유물, E) 다결정으로 이루어져 있는 장석, F) 앤티퍼사이트 조직이 관찰되는 장석.

3.4.2.5. 포유물 내 규산염 광물의 광물화학

전자현미분석결과 규산염광물의 조성은 감람석($\text{Fa}_{2.6-4.6}$), 사방회석($\text{Fs}_{4.2-7.3}$ $\text{Wo}_{0.4-1.8}$ $\text{En}_{90.9-95.5}$), 단사회석($\text{Fs}_{1.3-2.9}$ $\text{Wo}_{42.7-49.1}$ $\text{En}_{49.6-54.9}$), 정장석(기질($\text{An}_{0-1.5}$ $\text{Or}_{2.6-5.2}$ $\text{Ab}_{94.7-97.4}$), 용리($\text{An}_{0-0.4}$ $\text{Or}_{92.1-95.1}$ $\text{Ab}_{4.9-7.8}$))로 나타난다(표 4, 그림 26).

표 4. 규산염광물의 평균 화학조성.

wt %	Olivine	Orthopyroxene	Clinopyroxene	Feldspar	
				Albitic host	orthoclase (lamella)
SiO ₂	44.22	58.88	55.30	68.77	66.18
TiO ₂	0.01	0.14	0.86	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.36	19.92	18.60
Cr ₂ O ₃	0.03	0.18	2.42	0.01	0.01
FeO	3.62	3.96	1.39	0.27	0.57
MnO	0.16	0.15	0.08	0.01	0.01
MgO	54.95	36.72	17.31	0.02	0.02
CaO	0.02	0.66	20.82	0.09	0.03
Na ₂ O	0.01	0.05	1.50	11.07	0.84
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.68	15.14
Total	101.02	100.77	100.06	100.87	101.43
(mol%, s.d)					
Fa	3.6 (0.46)				
Wo		1.2 (0.39)	45.3 (1.27)		
En		93.2 (1.00)	52.3 (1.11)		
Fs		5.6 (0.68)	2.3 (0.41)		
Ab				95.7 (0.96)	7.7 (3.00)
Or				3.9 (0.65)	92.2 (3.05)
An				0.4 (0.88)	0.2 (0.13)
N(ea)	46	36	39	31	11

기존 연구에서 IAB 철운석에 나타나는 규산염 암편과 Winonaite의 규산염 암편은 성인적으로 유사한 것으로 알려져 있다(Prinz et al., 1980; King et al., 1981; Kimura et al., 1992; Benedix et al., 1998). 가평 철운석의 규산염 암편 역시, 감람석과 회석의 화학조성이 Winonaite의 것과 유사하다. 가평 철운석이 다른 IAB와 구분되는 대표적 특징 중 하나는 사장석 대신 정장석이 출현한다는 점이다. Winonaite 중에서 Yamato-75300, 74025는 사장석과 정장석을 모두 가지지만, 정장석은 상대적으로 매우 드물다. Yamato-75300에 존재하는 정장석의 경우 앤티퍼사이트 조식을 보이지만 Ca이 소량 포함되어 있는 등 화학조성에서 다소 차이가 난다.

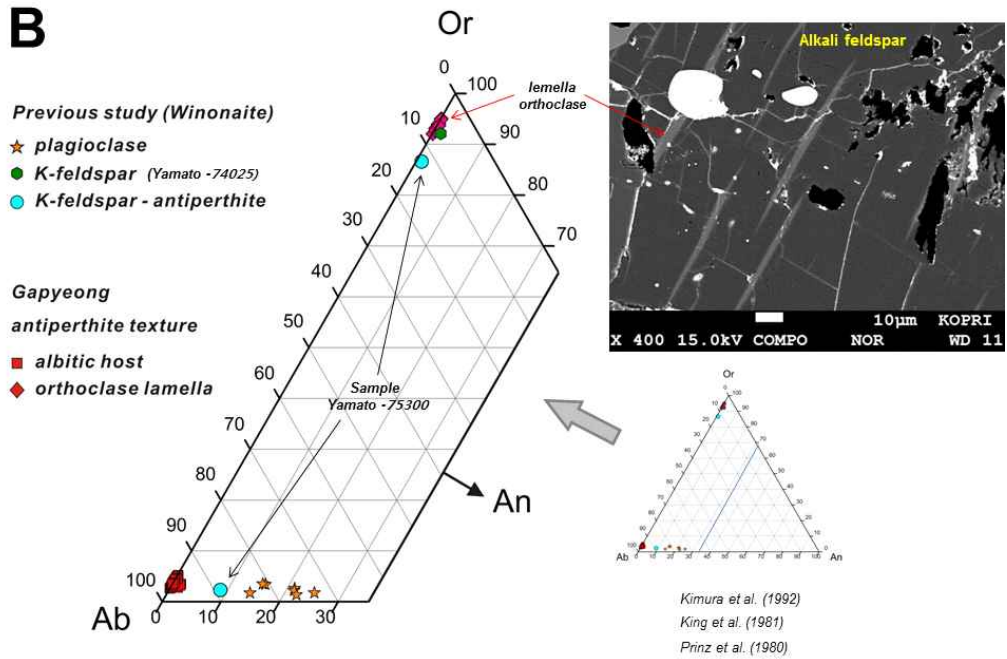
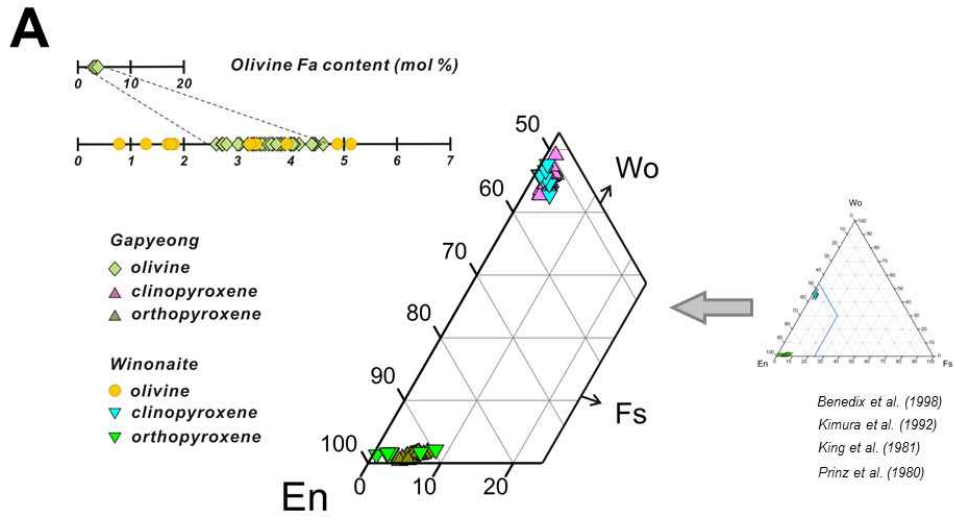


그림 26. 규산염광물의 광물화학조성. A) 감람석과 휘석의 조성, B) 장석의 조성.

3.5. 콘드라이트의 충격변성작용

콘드라이트는 암석학적 지구화학적 특징에 의해 크게 O-콘드라이트, E-콘드라이트, C-콘드라이트 등으로 구분되며, 각각의 수성변질 및 열변성정도에 따라 운석-암석학적 유형 1부터 6까지로 분류한다. 또한 운석은 생성과정 또는 그 후 크고 작은 충돌을 경험하였으므로 충격변성작용의 정도를 S1부터 S6로 구분한다.

본 연구에서는 O-콘드라이트의 충격변성작용 단계의 기준을 재검토하고 하나의 콘드라이트 내에 충격변성작용의 지시자들이 어떻게 분포하고 있는지는 살펴보았다. 충격변성작용 외 변인을 최소화하기 위해 모두 남극운석, H6 콘드라이트를 대상으로 하였다. 사용된 운석은 TIL 07004, TIL 08008, FRO 10018, FRO 10035이며, 구성광물인 감람석, 사장석, 휘석에 기록된 충격변성 흔적을 관찰하였다.

3.5.1. 시료 및 연구방법

본 연구에서는 서울대학교 보유 TIL 07004, TIL 08008와 극지연구소 보유 FRO 10018, FRO 10035를 시료로 사용했다(그림 27). 모두 H6이며, 충격변성작용은 각각 S2, S3, S4, S5인 것으로 보고되어 있다. 충격변성작용 특징 관찰에는 편광현미경을 이용하였으며, 추가로 주구성 원소 분석이 필요한 경우에는 주사전자현미경을 사용했다.

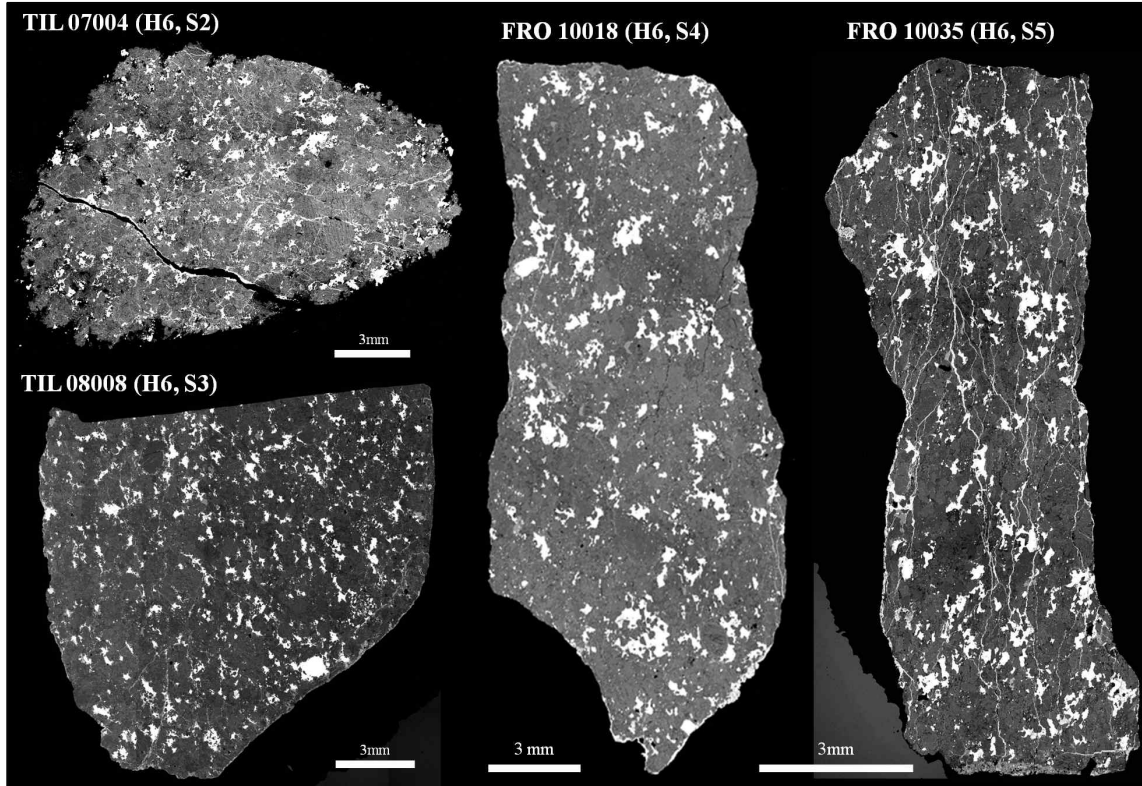


그림 27. 주사전자현미경을 이용해 찍은 본 연구에서 사용된 시료 TIL 07004 (H6, S2), TIL 08008 (H6, S3), FRO 10018 (H6, S4), FRO 10035 (H6, S5)의 사진.

3.5.2. 충격변성작용 단계 준정량화

본 연구에서는 S1에서 S3까지의 감람석의 충격변성작용 단계 분류표의 표현을 준정량화, 객관화해보았다. 정량화를 위해 (1) irregular fracture의 경우 빈도수(그림 28), (2) planar fracture의 경우 발달한 방향의 수(그림 29), (3) 파동소광의 경우 소광 시작점과 끝점 사이의 각도를 측정하였다(그림 30).

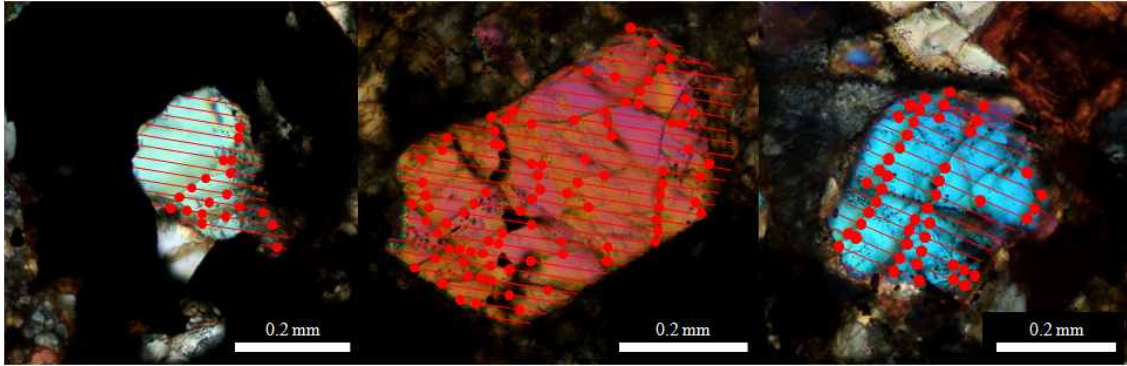


그림 28. Irregular fracture의 빈도수 측정. 측정 방법으로는 Priest and Hudson (1981)과 Priest (1993)에 제시된 linear scanline method를 사용했다. 그 결과 왼쪽부터 평균 0.6, 0.8, 1.4의 빈도수를 보였다.

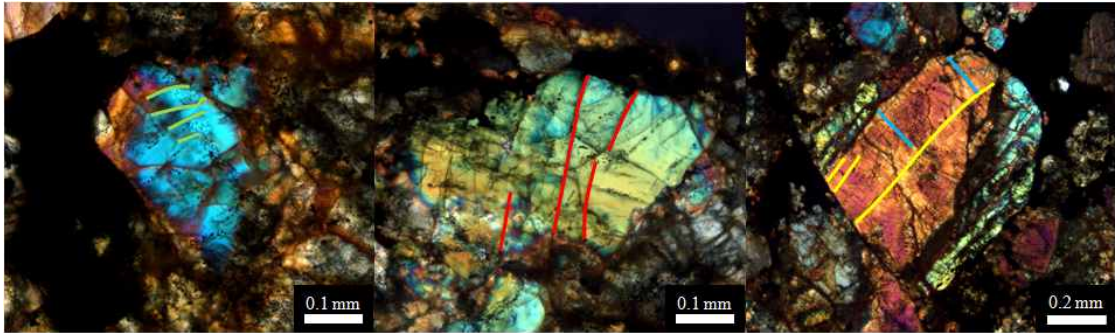


그림 29. Planar fracture의 발달 방향수 측정. Planar fracture는 Stöfler et al. (1991), Iancu et al. (2006) 등에서 사용된 방법을 이용하여 정량화를 시도했다. 그 결과, imperfect하게 1 set 발달한 경우 (왼쪽 그림), perfect하게 1 set 발달한 경우 (가운데 그림), 그리고 perfect하게 2 sets 발달한 경우 (오른쪽 그림)가 있었다. 각각의 감람석 내 planar fracture의 발달 방향은 서로 다른 색으로 표시했다.

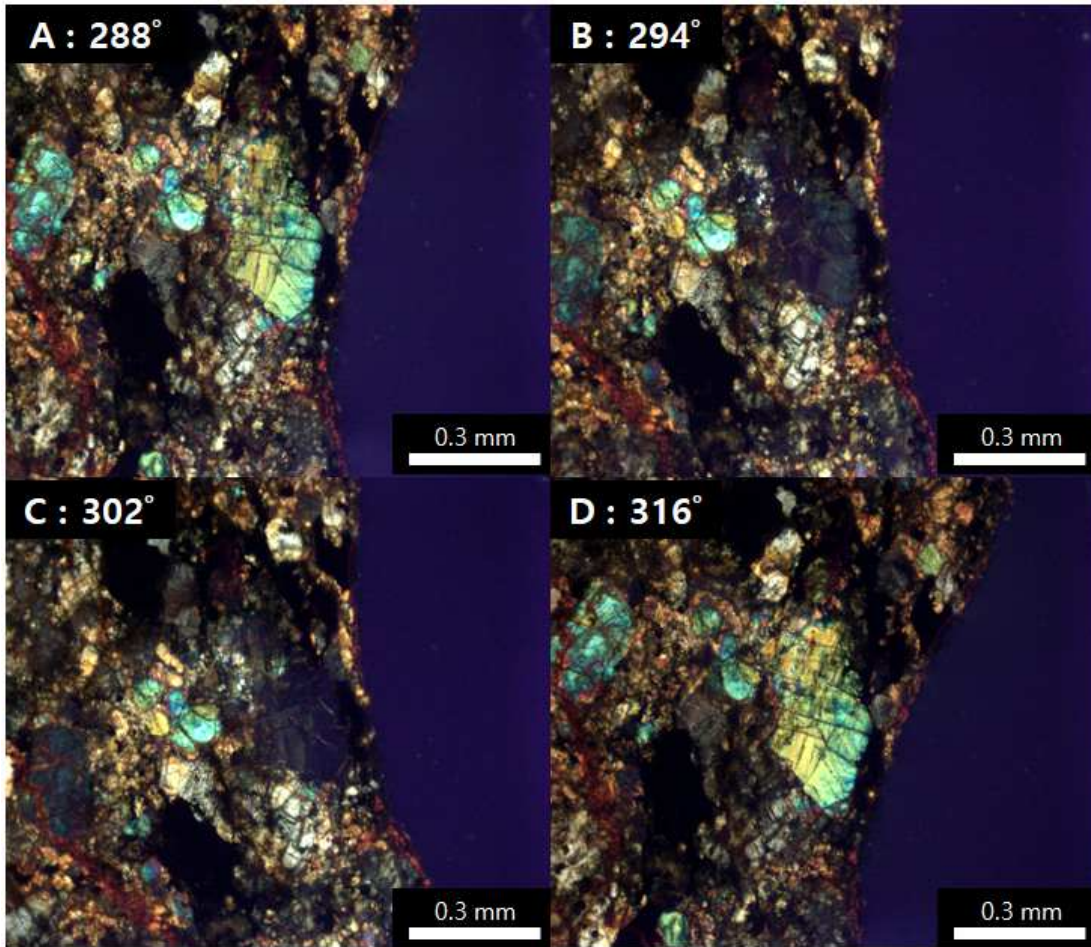


그림 30. 파동소광의 시작점과 끝점 사이의 각도 측정. De Hills and Corvalán (1964)에 제시된 방법을 이용하여 계산하였다. 각도 계산법 결과 그림의 감람석은 28°를 보인다.

3.5.3. 사장석 및 휘석을 이용한 충격변성 분류기준 재평가

Stöffler et al. (1991)에 제시되어 있는 충격변성 분류표에서 사장석의 S2와 S3, 휘석의 S3와 S4는 각각 irregular fracture의 유무로 구분하고 있다. 하지만 irregular fracture는 더 높은 충격압력을 받거나, 혹은 더 낮은 충격압력을 받아도 나타나기 때문에 각각의 단계를 구분하는 것은 어렵다. 따라서 본 연구에서는 사장석의 S2와 S3, 그리고 휘석의 S3와 S4는 구분하지 못하여, 각각을 S2/3 (사장석), S3/4 (휘석)로 분류할 것을 제안한다.

3.5.4. 충격변성작용 단계 분포도

TIL 07004에서는 박편 내 총 158개의 감람석, 51개의 사장석, 102개의 휘석을,

FRO 10035에서는 총 295개의 감람석, 91개의 사장석, 164개의 휘석을 관찰하였다. TIL 07004와 FRO 10035에서는 감람석, 사장석, 휘석 중 어느 광물을 선택하여 충격단계를 분류하더라도 같은 단계로 분류되었다.

TIL 08008에서는 박편 내 총 868개의 감람석, 65개의 사장석, 118개의 휘석을 관찰했고, FRO 10018에서는 총 234개의 감람석, 69개의 사장석, 161개의 휘석을 관찰하였다. TIL 08008은 감람석을 이용하여 충격단계를 분류했을 때와 휘석을 이용하여 분류했을 때, 다른 충격단계로 분류될 수 있었다. 또한, FRO 10018은 감람석, 휘석을 이용하여 충격단계를 분류하였을 때와 사장석을 이용하여 분류했을 때, 다른 충격단계로 분류될 수 있었다. 즉, TIL 07004, FRO 10035와 달리, TIL 08008과 FRO 10018에서는 어느 광물을 선택하여 분류하는가에 따라 충격단계가 다를 수 있음을 보여주고 있다(그림 31과 32).

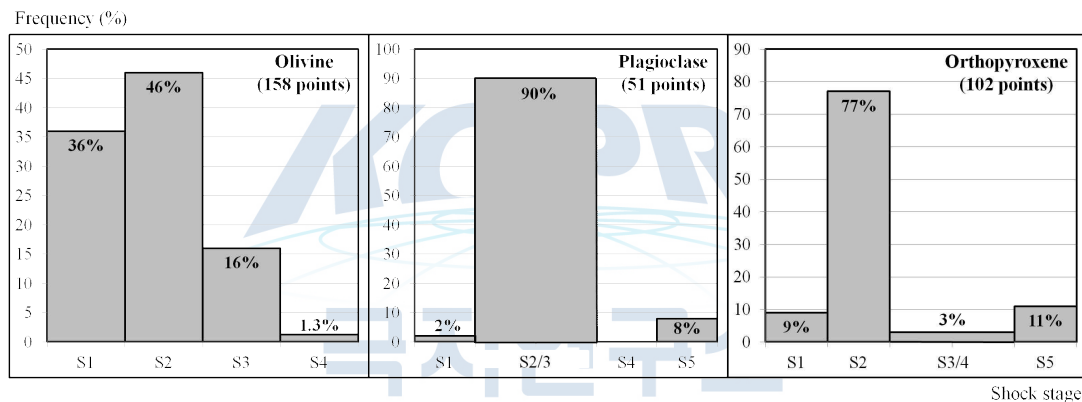


그림 31. 감람석, 사장석, 휘석 중 어느 광물을 선택하여 분류하더라도 같은 충격변성 단계로 분류되는 경우. TIL 07004 박편 내 감람석, 사장석, 휘석을 관찰한 결과 나타나는 충격변성작용 단계 분포를 도시한 히스토그램이다.

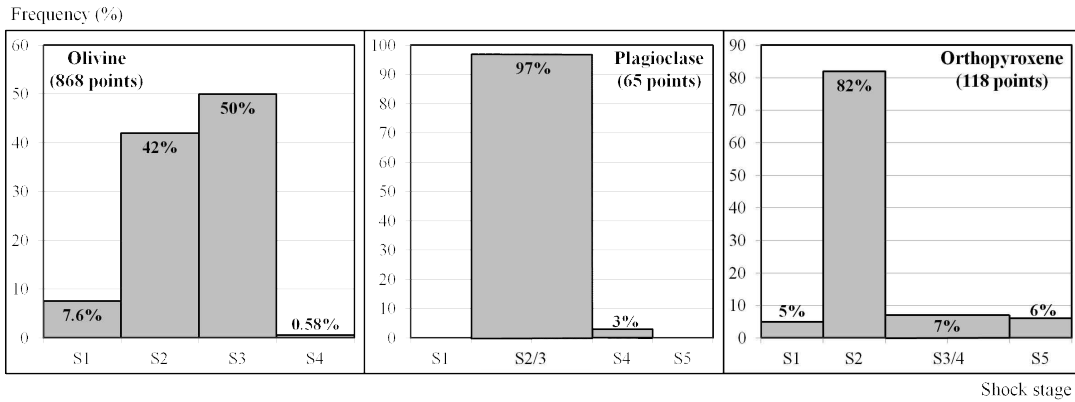


그림 32. 감람석, 사장석, 휘석 중 어느 광물을 선택하여 분류하는가에 따라 다른 충격변성 단계로 분류될 수 있는 경우. TIL 08008 박편 내 감람석, 사장석, 휘석을 관찰한 결과 나타나는 충격변성작용 단계 분포를 도시한 히스토그램으로, 감람석을 이용하여 충격단계를 분류하였을 때와 휘석을 이용하여 분류하였을 때 다른 결과로 분류될 수 있다.

3.5.5. 충격변성 단계 분포의 불균질성

광물 내 충격변성작용 특징을 관찰함으로써, 4개의 H6 콘드라이트 내에서 충격변성작용의 흔적이 매우 불균질하게 분포하고 있음을 확인하였다. 불균질성의 규모를 확인하기 위해, 인접한 두 광물의 충격변성 단계 연관성을 살펴보았다(그림 33). 그 결과, 각각의 운석 내에서 인접한 광물 쌍들 사이의 충격변성 단계 일치도가 낮음을 알 수 있었다.

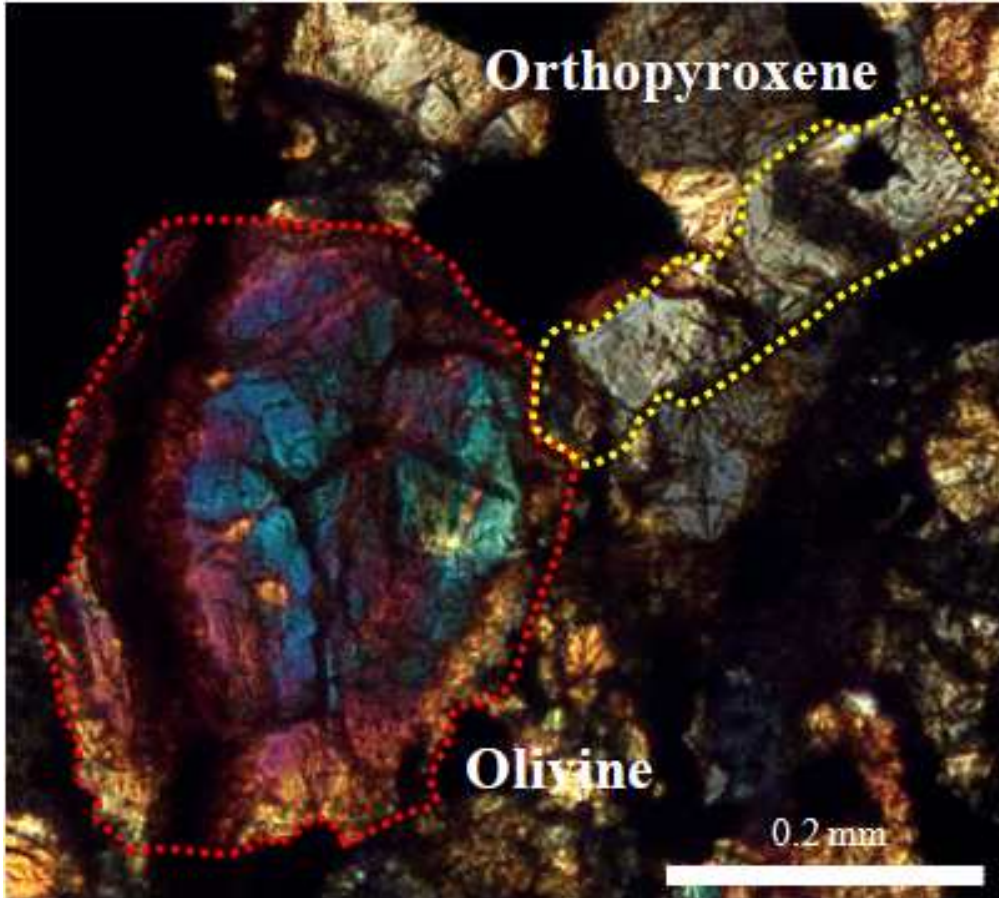


그림 33. 불균질성의 규모를 확인하기 위해 접촉하고 있는 인접한 광물 쌍 사이의 충격변성 단계 비교. 그림은 감람석과 휘석의 충격단계를 비교한 경우로, 감람석은 S4의 충격변성 특징을, 휘석은 S3/4에 해당하는 충격변성 특징을 보였다.

3.6. 각력암질 유크라이트 Thiel Moutains 07014의 암석학적 특징

대한민국 남극운석 탐사대에 의해 발견된 유크라이트(eucrite) Thiel Mountains 07014(이하 TIL 07014)의 암석학적 특징. 특히 운석을 구성하고 있는 각력의 종류 및 암석학적 특징을 규명하여 유크라이트 모천체(parent)의 특성을 이해하고자 한다. TIL 07014는 질량 3.7kg, 크기는 17.6 × 15.4 × 6.7cm이며 상대적으로 매우 잘 보존된 검은색의 용융각으로 대부분 덮여 있다. 절단면에서는 다양한 암석학적 특징을 갖는 유크라이트질 암편들로 구성된 폴리믹틱(polymictic) 유크라이트의 특징을 보여준다(그림 34). 암편으로는 현무암질 쇄설물(Basaltic clast)이 우세하며 이외에 반려암질 쇄설물(Gabbroic clast), 혼성 쇄설물(Mixed clast)들, 광물 쇄설물(Mineral clast) 등으로 구성되어 있다. 내부는 각력화 과정을 지시하는 기공과 열개(crack)등의 구조적인 특징이 관찰된다.



그림 34. TIL07014의 절단면: 전체적으로 회색을 띠며 쇄설물(Clast) 형태로 반려암질 쇄설물(Gabbroic clast), 광물 쇄설물(Mineral clast), 혼합체 쇄설물(Mixed Clast)가 관찰된다. 상단왼쪽부분에 지름 7mm 크기의 기공과 열 개들이 관찰된다.

3.6.1. TIL 07014의 광물학적, 암석학적 특징

서로 다른 암석학적 특징을 보이는 영역을 중심으로 제작된 네 개의 연마박편 또는 연마편을 이용해 암석학적 특징 연구하였다: SNU-T079 (현무암질 쇄설물과 반려암질 쇄설물 영역), SNU-T080 (현무암질 쇄설물 영역), SNU-T081, 연마편 SNU-K075 (혼성 쇄설물).

박편 SNU-T081의 구성광물은 휘석(pyroxene), 사장석(plagioclase), 실리카 동질 이상(silica), 티탄철석(ilmenite), 크롬철석(chromite), 트로일라이트(troilite, 칼슘 인회석(Ca-phosphate)이며 각각 53.12 vol%, 44.85 vol%, 1.89 vol%, <0.01 vol%, 0.06 vol%, 0.05 vol%, <0.01%을 차지한다(그림 35, 표 5).

표 5. SNU-T081 박편의 모드 분석 결과

SNU-T081	
Mineral	vol %
Pyroxene	53.12
Plagioclase	44.867
Silica	1.89
Ilmenite	<0.01
Chromite	0.06
Ca-phosphate	0.05
Troilite	<0.01

두께 100~300 μ m으로 박편 전체를 가로질러서 나타나는 유리질 맥은 맥이 관입하는 과정에서 포획된 피저나이트(pigeonite), 사장석(plagioclase), 실리카(silica), 티탄철석(ilmenite)들이 내부에 존재하며, 재결정 받은 흔적은 나타나지 않는다(그림 36).

박편 SNU-T081에서 유리질 맥, 재결정 조직(Recrystallized texture), 오피티 조직(Ophitic texture), 잔류 오피티 조직(Relict ophitic texture), 재결정된 세립질 조직(Recrystallized fine grained texture) 각력암 내 각력암(Breccia in breccia texture)이 관찰되며 거대 광물 결정 조직(Megacrystal clast)가 관찰된다(그림 37). 거대 광물 결정 조직(Megacrystal clast)를 구성하는 사장석 내부에는 단사 휘석(clinopyroxene), 사방 휘석(orthopyroxene), 실리카 동질 이상, 티탄 철석 결정들이 관찰되고 내부에 사방 휘석과 사장석이 동시 성장한 흔적은 난류환경에서 결정화 작용을 거쳤음을 지시한다(Patzer et al., 2005; 그림 37e와 37f).

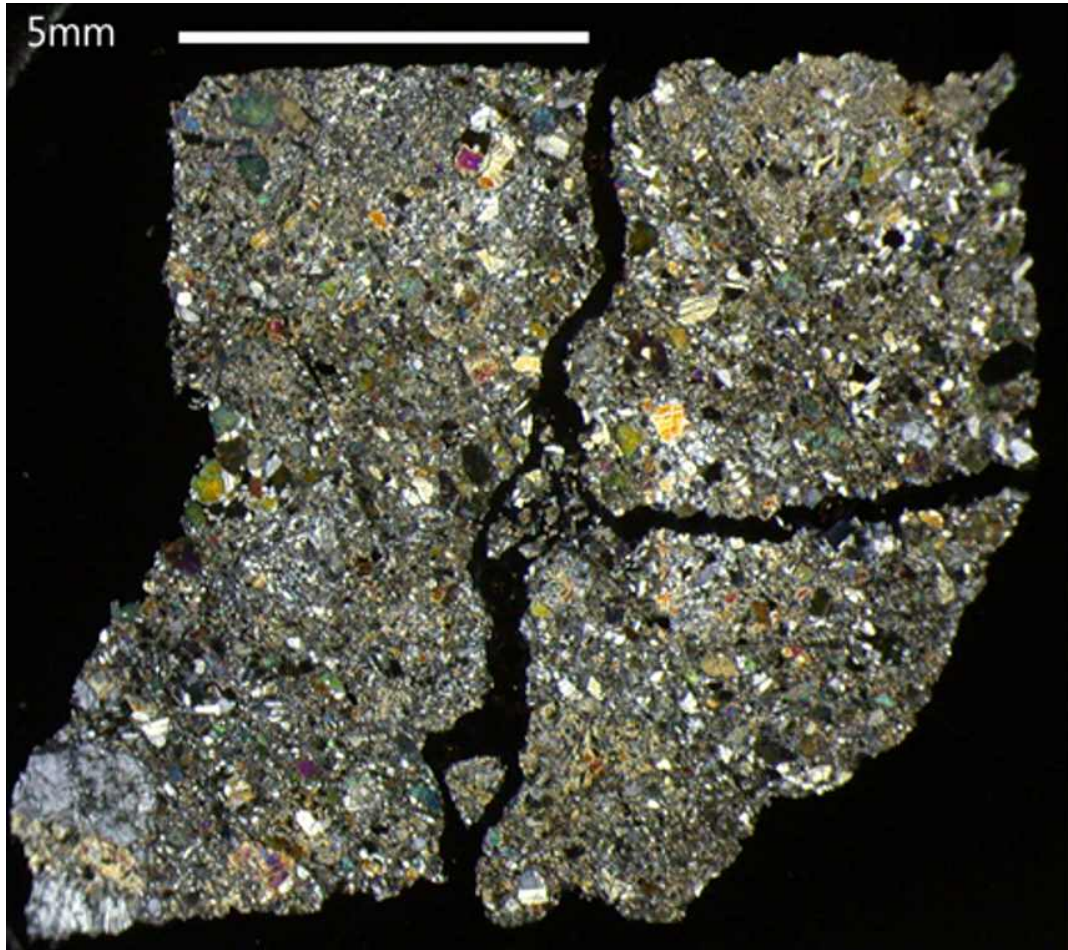


그림 35. TIL 070714의 연마박편 SNU-T081의 편광현미경 직교니콜 사진. 다양한 종류의 암편으로 구성된 각력암 조직을 보인다.

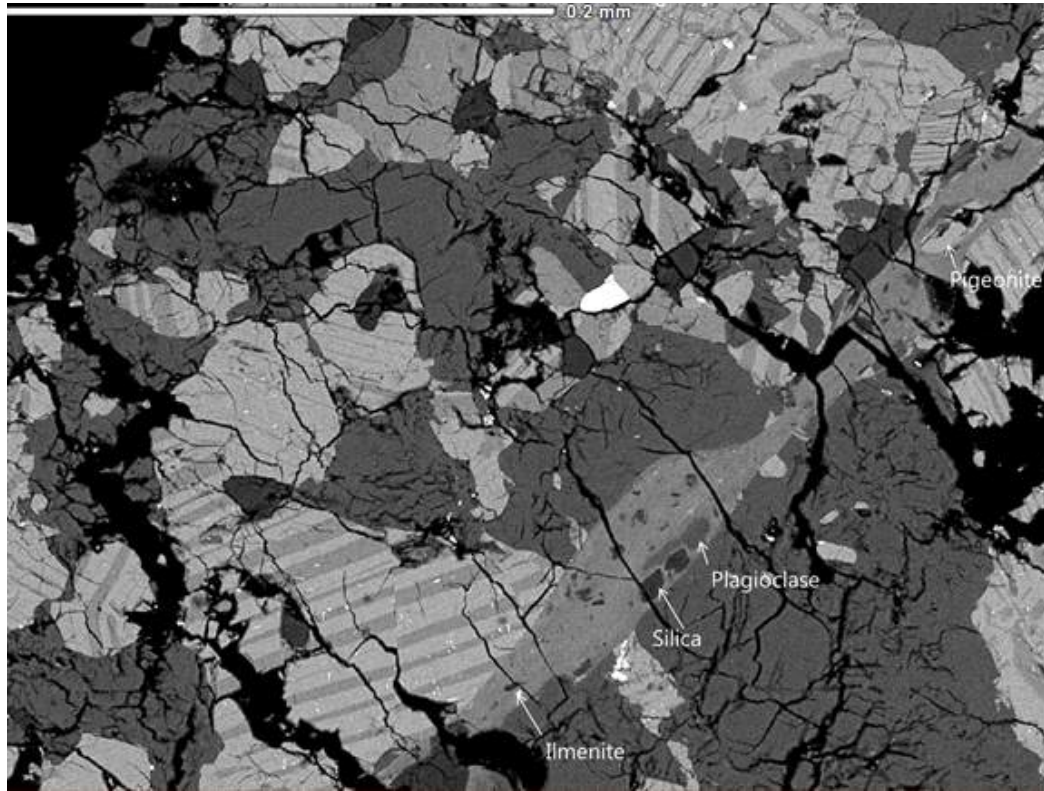


그림 36. SNU-T081 박편 전체를 가로질러서 나타나는 유리질 맥의 한 부분. 내부에는 다양한 종류의 포획물들이 관찰된다.

극지연구소

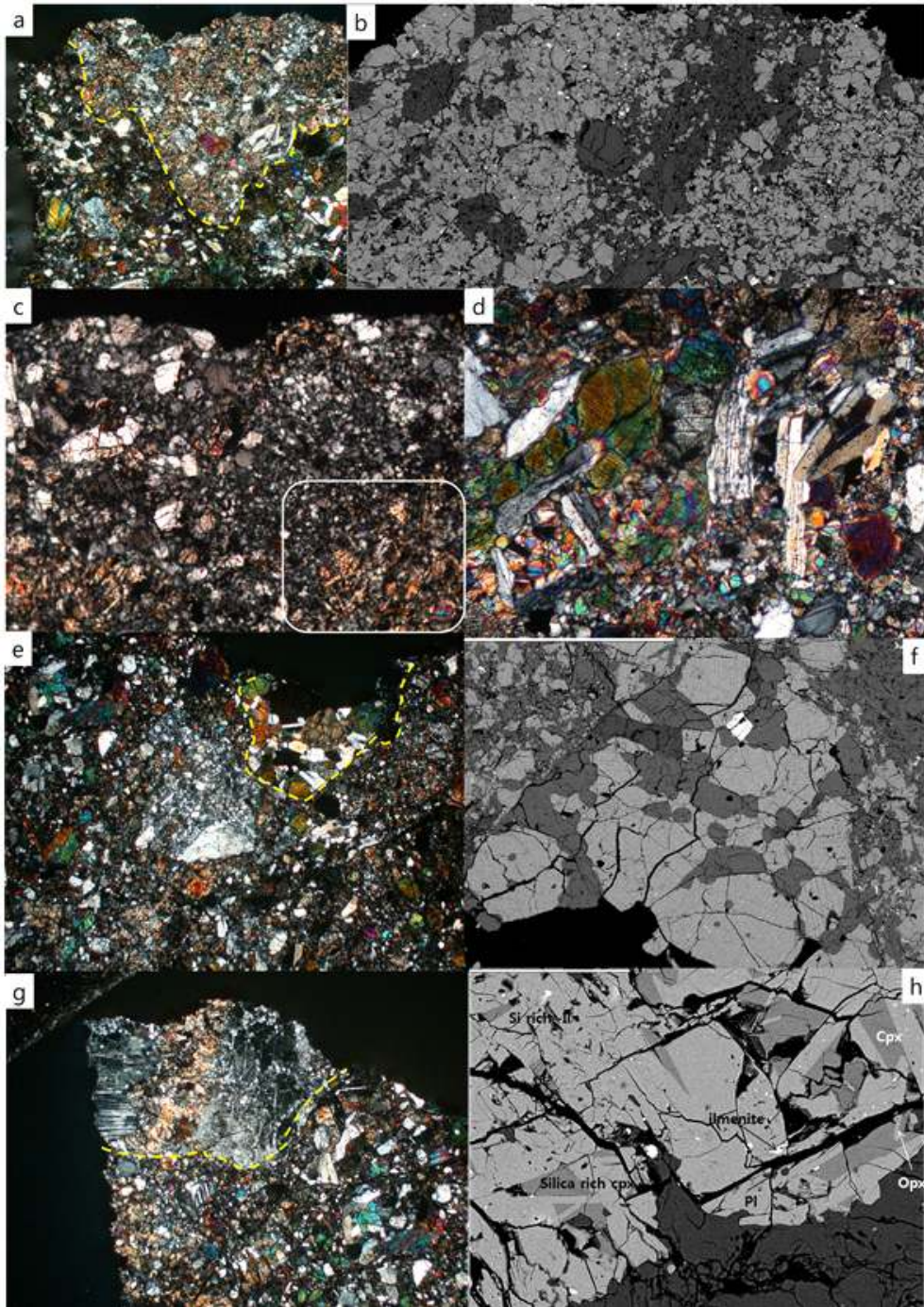


그림 37. 재결정된 세립질 조직을 편광현미경에서 직교니콜(a),전자현미경에서 후방산란전자(b)을 관찰한 사진, 재결정 된 세립질 조직 경계부에서 관찰되는 잔류 오피틱 조직(c)과 오피틱 조직(d)을 직교니콜에서 관찰, 주변부에 비해 입자 크기가 큰 휘석과 사장석으로 구성된 재결정 조직을 직교니콜(e), 후방산란전자(f)로 관찰한 사진, 사장석과 휘석으로 구성된 거대 광물 결정 조직을 직교니콜(g)로 관찰하고 그 내부를 후방산란전자를 통해 확대한 사진(f). (a)의(b),(c),(d)의 사진의 가로길이는 각각 (a)는 1mm, (b),(c),(d)는1.4mm, (e),(g)는 2.8mm, (f)는 2.15mm, (g)는 280 μ m에 해당된다.

3.6.2. 쇄설암편들의 암석학적, 지구화학적 특징

폴리믹트 유크라이트 TIL 07014의 3개의 박편에서 확인한 17개의 암편들은 암석학적 특징에 따라서 총 5종류로 세분된다: 1) 서브오피틱(sub-ophitic) 조직 암편(그림 38), 2) 입상변정질(granoblastic) 조직 암편(그림 39), 3) 각력암편(breccia clast)(그림 40), 4) 막대 모양 휘석으로 구성된 암편(Pyroxene-lath clast)(그림 41), 5) 철-니켈 금속을 포함하는 암편(Fe-Ni metal containing clast)(그림 42).

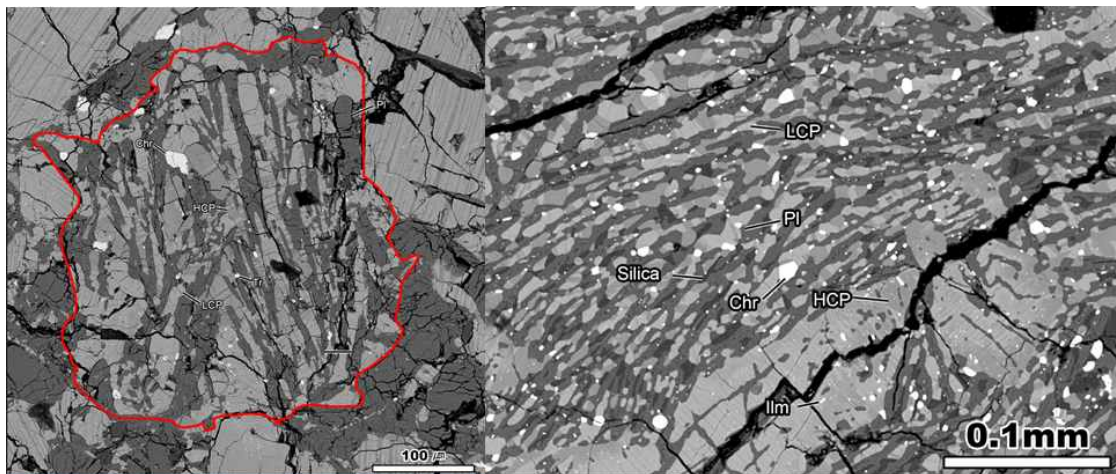


그림 38. 서브오피틱 조직을 갖는 암편 T079-C7(왼쪽)과 T080-C1(오른쪽)의 후방산란전자(BSE) 영상. 두 암편에서 침상형(acicular)의 사장석 결정들과 그 사이를 충전하는 타형의 휘석 결정들이 관찰된다. 특히 오른쪽 사진의 우측 하단에 위치한 약 100 μ m 크기의 휘석 결정에서 칼슘(Ca) 함량의 누대구조가 관찰된다(LCP : low-calcium pyroxene, HCP : high-calcium pyroxene).

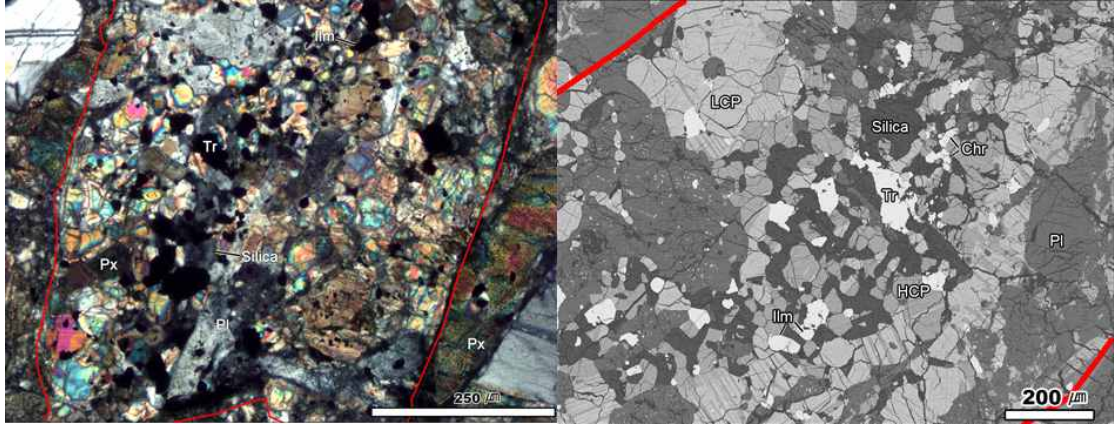


그림 39. 입상변정질 암편인 T080-C4의 편광현미경 사진(왼쪽)과 후산란전자(BSE) 영상(오른쪽). 세립의 입상변정질 조직을 가지며 내부에 다각형조직(polygonal)이 잘 발달되어 있다.

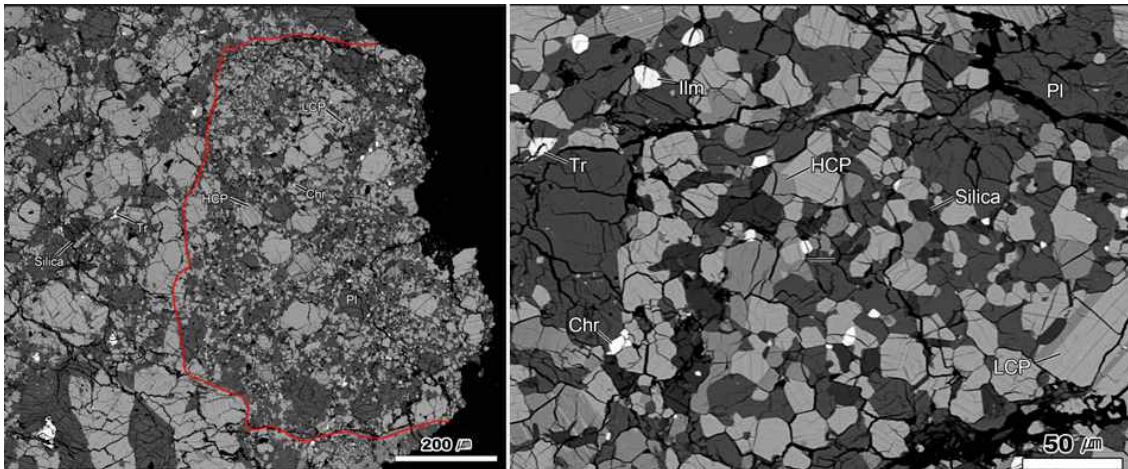


그림 40. 각력암편 T080-C2의 전체 영역(왼쪽)과 확대된 부분(오른쪽)의 후방산란전자(BSE) 영상. 왼쪽 사진에서 작은 크기(~50 μm)의 사장석, 휘석, 실리카 동질이상체로 구성된 기질부에 상대적으로 크기가 크고(>100 μm) 각진 모양을 가지는 광물 파편들이 관찰된다. 오른쪽 사진의 기질 일부 영역에서 재결정작용을 지시하는 다각형조직이 관찰된다.

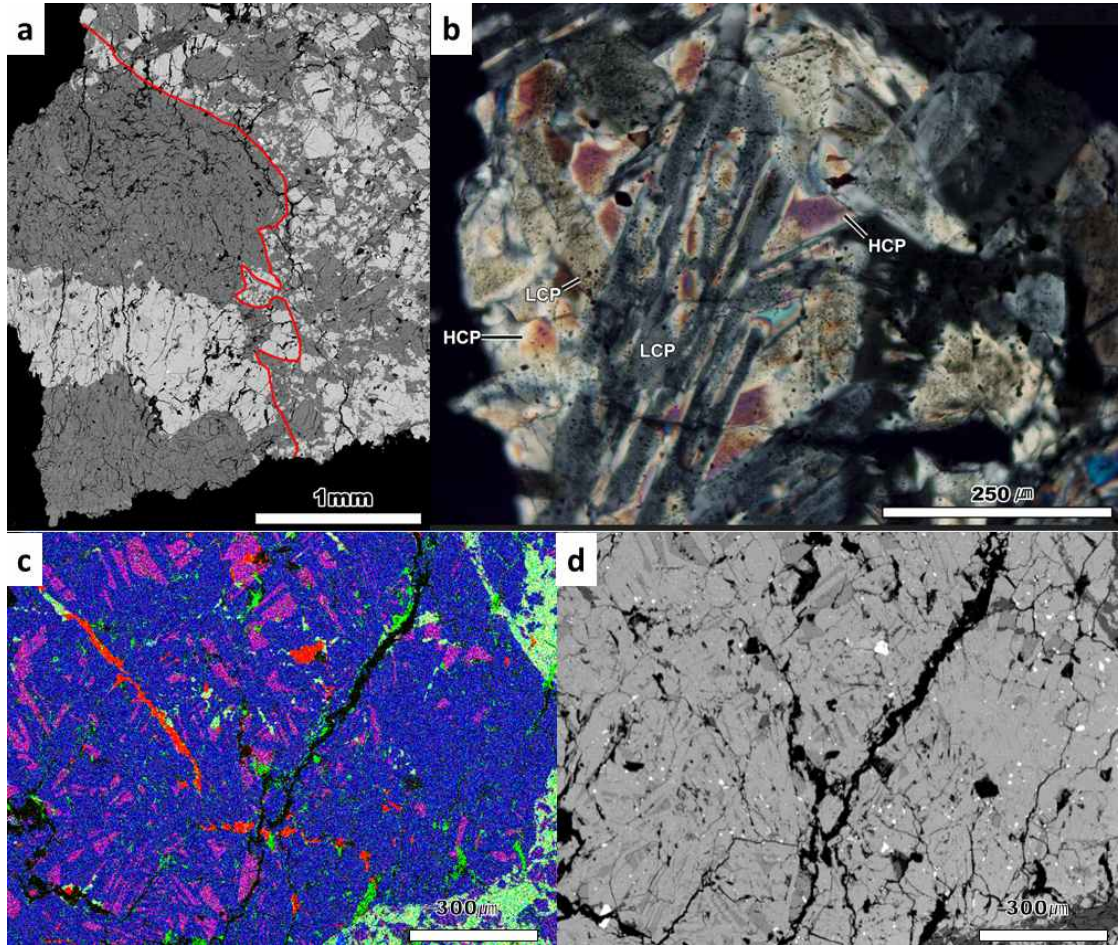


그림 41. 막대 모양의 휘석으로 구성된 암편. (a) T081-C1의 전체 영역의 후방산란전자 (BSE) 영상. (b) T081-C4의 확대된 영역의 편광현미경 직교니콜 영상. (c) T081-C4의 특정 영역의 X-선으로 원소 분포 사진 (red=Si, green=Al, blue=Ca로 인회석은 빨간색, high-Ca 휘석은 보라색, low-Ca 휘석은 파란색, 사장석은 녹색으로 나타남), (d) T081-C4의 확대된 영역의 후방산란전자(BSE) 영상. 막대 모양의 휘석 결정에서는 용리 엽리(exsolution lamellae)가 발달되지 않았다.

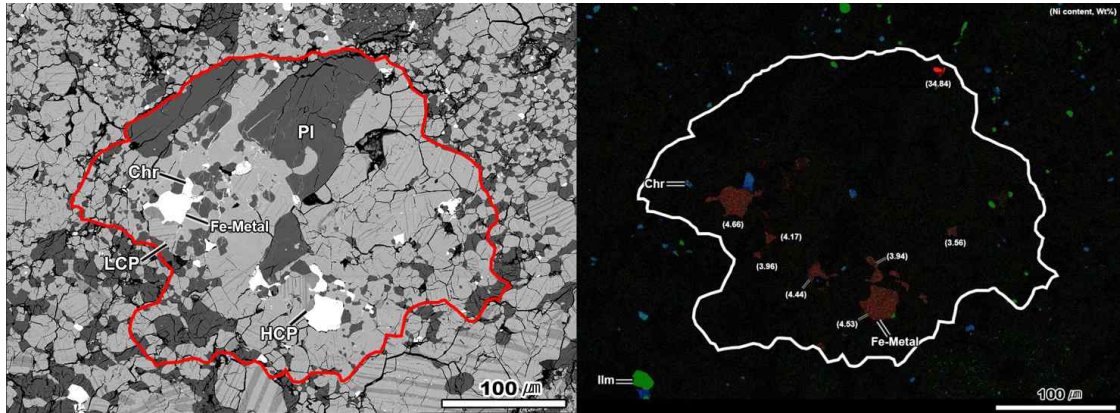


그림 42. 철-니켈 금속을 포함하는 암편의 후방산란전자(BSE) 영상(왼쪽)과 X-선으로 원소 분포 사진(오른쪽; red=Ni, green=Ti, blue=Cr; 숫자는 철-니켈 금속에 포함된 니켈의 함량을 wt.% 로 나타낸 것). 주변에 비해서 암편을 구성하는 결정이 크고 용리 엽리 (exsolution lamellae) 발달이 미약하여 주변과 구분되며, 철-니켈 금속의 함량이 많다.



3.7. 요약 및 결론

다양한 종류 운석에서 나타나는 암석학적, 지구화학적 특성을 이해하고자 콘드라이트, 유크라이트, 철운석 등 다양한 운석 시료에 대한 암석학적, 지구화학적 연구를 수행하였으며, 앞서 기술한 바와 같이 이는 크게 (1) CV3 콘드라이트의 암석학적 특징과 고알루미늄-칼슘 포획물(Ca-Al-rich inclusions)에 대한 연구, (2) 이차이온질량분석기를 이용한 희토류원소 함량분포에 관한 연구, (3) 가평철운석 내 규산염 포획물의 암석학적 특징에 관한 연구, (4) 콘드라이트의 충격변성작용에 관한 연구, (5) 각력암질 유크라이트의 암석학적 특징에 관한 연구 등으로 세분된다.

먼저 CV3 콘드라이트인 TIL07003 및 07007에 대해서는 주로 세립질 CAI를 관찰, 분류하고 그 특징을 연구하였다. 8개의 연마 박편에서 총 101개의 세립질 CAI를 발견하였으며, 광물조합과 조직의 특징에 따라 네 가지로 분류하였다: i) 황장석 우세 (회장석 결핍) CAI, ii) 황장석과 회장석을 모두 포함하는 CAI, iii) 회장석 우세 (황장석 결핍) CAI, iv) 누대구조를 갖는 세립질 CAI. 이들 네 부류의 CAI는 세립질 CAI의 생성 및 변성과정을 진행 정도에 따라 서로 다른 광물조합을 나타내는 것으로 보인다.

지구에서 발견되는 암석 및 광물과 마찬가지로 운석을 구성하고 있는 광물의 경우에도 희토류원소의 함량분포는 성인 및 진화과정에 대해 다양한 정보를 제공해 준다. 경우에 따라 희토류원소 함량은 한 암석 내 같은 종류의 광물에서도 달라질 수 있으며 한 광물 내에서도 불균질성을 보일 수 있다. 이 경우 원위치(in situ) 분석이 반드시 필요하며, 이를 위해 서울대학교 지구과학교육과에서 보유하고 있는 이차이온질량분석기를 이용한 희토류원소분석법을 개발하였으며, 이를 이용하여 진주운석 내 인산염광물의 희토류함량을 분석하였다.

대부분의 철운석 그룹은 소행성의 핵에서 생성된 것으로 설명되지만, IAB 그룹은 그렇지 않다. IAB 그룹 철운석을 다른 철운석과 구별시키는 대표적 특징 중 하나는 철-니켈 금속과 이질적인 규산염광물을 포유물로 갖는다는 점이다. 가평 철운석은 철-니켈 금속광물 조성에서는 전형적인 IAB 그룹에 속하며, 규산염광물 등 다양한 포획물을 갖는다는 점 역시 IAB 그룹의 특징이다. 다만, 대부분 IAB 그룹 철운석의 규산염 포유물에는 사장석이 발견되는 반면, 가평 철운석은 사장석은 발견되지 않고 정장석이 나타난다. 이는 가평 운석의 생성 및 변성과정에서 사장석이 정장석으로 치환되거나 화학반응에 의해 사장석이 소모되고 정장석이 생성되었을 가능성을 지시한다.

운석의 생성과정부터 여러 규모의 충돌을 경험하여 충격변성작용의 흔적이 다양하게 나타난다. 특히 콘드라이트가 생성이후 변형, 변성받은 과정을 이해하기 위해서는 충격변성작용을 이해하는 것이 매우 중요하다. 본 연구에서는 첫째, 기존에 다소 모호하게 제시되어 있던 충격변성단계의 지시자에 대해 좀더 구체적이고 정량적인 접근을 시도하였다. 예를 들어 파동소광의 경우 강약과 같이 다소 모호한 기준이 아니라 파동소광의 시작과 끝 각도를 측정하여 정량화하는 방법이 가능하다는 것을 확인하였다. 둘째, 하나의 운석 내에서 충격변성의 흔적이 어떻게 분포하고 있는지를 자세히 살펴보았다. 관찰 결과 하나의 운석 내에서도 충격변성의 흔적이 매우 불규칙하게 분포하고 있으며, 어떤 광물을 택하느냐에 따라 충격변성도의 분류가 달라지기도 한다는 것을 확인하였다. 또한 충격변성흔적은 인접 광물에서도 불일치하는 것이 흔하게 나타나는데 이는 충격변성이 매우 불균질하게 작용하였거나, 충격작용 후 후퇴변성과정도 매우 불균질하게 일어났음을 의미한다.

각력암질 유크라이트에는 다양한 암석학적 특징을 갖는 암편들이 존재하며, 5종류로 세분할 수 있다: 1) 서브오피틱(sub-ophitic) 조직 암편, 2) 입상변정질(granoblastic) 조직 암편, 3) 각력암편(breccia clast), 4) 막대 모양 휘석으로 구성된 암편(Pyroxene-lath clast), 5) 철-니켈 금속을 포함하는 암편(Fe-Ni metal containing clast). 서로 암석학적 특징 및 형성과정을 달리하는 다양한 암편이 혼재하는 것이 각력암화 작용이 여러 번에 걸쳐 일어났음을 지시한다.

제 4장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

당초 연구계획서에 제시한 최종연구목표는 (1) 운석 연구를 위한 국내 연구 기반 구축 및 연구 인력 양성, (2) 국내에서 현재 활용 가능한 연구시설 및 장비를 활용한 운석 분류체계 정립, (3) 대한민국 남극운석을 중심으로 다양한 그룹 운석의 암석학적 지구화학적 연구, (4) 운석 연구를 통한 고체 태양계의 성인 및 진화 과정에 대한 연구, (5) 국제공동연구를 위한 대한민국 남극운석 데이터베이스 구축이다. 이 중 마지막 남극운석 데이터베이스 구축은 극지연구소에서 이루어지고 있으므로 본 연구의 주 연구목표에는 사실상 제외하였다. 본 연구 기간 동안 예비 연구자로서 3명의 석사가 배출되었으며, 1명의 석사가 및 1명의 박사가 1~2년 이내에 추가로 배출된 예정이다.

두 번째 목표에 대해서는 특히 충격변성작용 분류에 대해 심도있는 연구를 진행하였으며 대한지질학회 및 국제운석학회에서 연구 결과를 발표하였다. 세 번째 목표는 콘드라이트, 유크라이트, 철운석 등 다양한 운석시료에 대해 암석학적 연구를 진행하였으며, 특정 광물에 대해서는 이차이온질량분석기와 전자현미분석기를 이용한 광물화학적 연구를 진행하였다. 특히 이차이온질량분석기를 이용한 희토류원소 분석을 위해 분석기법을 개발하고 이를 운석 구성광물에 적용한 결과는 대한지질학회 및 국제운석학회 등에 그 결과를 발표하였다. 연구결과를 정리하여 국제운석학회지 등에 현재 논문투고를 준비 중이다.

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

연구결과는 향후 남극운석을 포함한 운석의 분류, 암석학적 및 지구화학적 연구에 활용될 수 있을 것이다. 이차이온질량분석기를 이용한 희토류 원소 분석법은 운석 광물 뿐 아니라 지구 암석의 구성광물에도 활용될 수 있다. 충격변성작용에 대한 연구 결과는 변성단계 분류를 좀 더 용이하게 할 수 있는데 공헌할 수 있을 뿐 아니라 운석의 모체가 경험한 충격작용의 특성을 이해하는데 중요한 단서가 될 것이다. 대한민국 보유 남극운석이 양과 종류에 있어 크게 확대된 만큼 좀 더 다양하고 심도 깊은 후속 연구가 기대된다.



제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

특이 사항 없음.



제 7 장 참고문헌

- 최변각 (2009) 운석의 분류와 암석학적, 지구화학적 특징. 지질학회지 45, 173-186.
- 최변각, 박창근, 안인수 and 이종익 (2009) 제 1, 2, 3차 대한민국 남극운석의 분류와 암석학적, 지구화학적 특징. 지질학회지 45, 593-605.
- Aleon, J., Krot, A. N., McKeegan, K. D., Macpherson, G. J. and Ulyanov, A. A. (2005) Fine-grained, spinel-rich inclusions from the reduced CV chondrite Efremovka: II. Oxygen isotopic compositions. *Meteoritics & Planetary Science* 40, 1043-1058.
- Benedix, G. K., McCoy, T. J., Keil, K., Bogard, D. D. and Garrison, D. H. (1998) A petrologic and isotopic study of winonaites: evidence for early partial melting, brecciation, and metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 2535-2553.
- Choi, S., Kwon, S., Mukasa, S., Sagong, H. (2005) Sr-Nd-Pb isotope and trace element systematics of mantle xenoliths from Late Cenozoic alkaline lavas, South Korea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 221, 40-64.
- Fahey, A. (1998) Details of the measurement of rare earth and other trace element abundances by secondary ion mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry* 176, 63-76.
- Grossman, L. (1972) Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36, 597-619.
- Hiyagon, H., Yamakawa, A., Ushikubo, T., Lin, Y. and Kimura, M. (2011) Fractionation of rare earth elements in refractory inclusions from the Ningqiang meteorite: Origin of positive anomalies in Ce, Eu, and Yb. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 3358-3384.
- Jogo, K., Nakamura, T., Noguchi, T., and Zolotov, M. Y. (2009) Fayalite in the Vigarano CV3 carbonaceous chondrite: Occurrences, formation age and conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 320-328.

- King, E. A., Jarosewich, E. and Daugherty, F. W. (1981) Tierra Blanca - an unusual achondrite from west Texas. *Meteoritics* 16, 229-237.
- Kimura, M., Tsuchiyama, A., Fukuoka, T. and Iimura, Y. (1992) Antarctic primitive achondrites Yamato-74025, -75300, and -75305: Their mineralogy, thermal history and the relevance to winonaite. *Antarctic Meteorite Research* 5, 165-190.
- Krot A. N., Scott E. R. D. and Zolensky M. E. (1995) Mineralogical and chemical modification of components in CV3 chondrites: Nebular or asteroidal processing? *Meteoritics* 30, 748.
- Krot, A. N., MacPherson, G. J., Ulyanov, A. A., and Petaev, M. I. (2004) Fine-grained, spinel-rich inclusions from the reduced CV chondrites Efremovka and Leoville: I. Mineralogy, petrology, and bulk chemistry. *Meteoritics & Planetary Science* 39, 1517-1553.
- McSween Jr, H. Y. (1977) Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41, 1777-1790.
- Prinz, M., Waggoner, D. G. and Hamilton, P. J. (1980) Winonaites: a Primitive Achondritic Group Related to Silicate Inclusions in IAB Irons, Lunar and Planetary Science Conference, pp. 902-904.
- Sano, Y., Terada, K. and Fukuoka, T. (2002) High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency. *Chemical Geology* 184, 217-230.
- Simon S. B., Davis A. M. and Grossman L. (1999) Origin of compact type A refractory inclusions from CV3 carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1233-1248.
- Stöffler D., Keil K., and Scott E. R. D. (1991) Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 3845-3867.
- Tomeoka, K. and Tanimura, I. (2000) Phyllosilicate-rich chondrule rims in the

vigarano cv3 chondrite: evidence for parent-body processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 1971-1988.

Zinner, E. and Crozaz, G. (1986) A method for the quantitative measurement of rare earth elements in the ion microprobe. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes* 69, 17-38.

